

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

PAUL FALLOT

LICENCIÉ ÈS SCIENCES NATURELLES

MAÎTRE DE CONFÉRENCES DE GÉOLOGIE ET DE MINÉRALOGIE A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

1^{re} THÈSE. — ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA SIERRA DE MAJORQUE (ILES BALÉARES).

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 14 juin 1922 devant la Commission d'examen.

MM. HAUG.	Président.
PÉREZ	} Examinateurs,
COMBES.	

PARIS ET LIÈGE

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE CH. BÉRANGER

PARIS, 15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

LIÈGE, 8, RUE DES DOMINICAINS, 8

—
1922

ÉTUDE GÉOLOGIQUE

DE LA

SIERRA DE MAJORQUE

Lyon. — Imprimerie A. Rey, 4, rue Gentil. — 84721

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

PAUL FALLOT

LICENCIÉ ÈS SCIENCES NATURELLES

MAÎTRE DE CONFÉRENCES DE GÉOLOGIE ET DE MINÉRALOGIE A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

1^{re} THÈSE. — ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA SIERRA DE MAJORQUE (ILES BALÉARES).

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 14 juin 1922 devant la Commission d'examen.

MM. HAUG. *Président.*
PÉREZ } *Examineurs,*
COMBES. }



PARIS ET LIÈGE

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE CH. BÉRANGER

PARIS, 15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

LIÈGE, 8, RUE DES DOMINICAINS, 8

—
1922

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

MM.

Doyen MOLLIARD, *professeur*, Physiologie végétale.

Doyen honoraire P. APPELL.

Professeurs honoraires. { P. PUISEUX.
VÉLAIN.
BOUSSINESQ.
BOUTY.

	EMILE PICARD . . .	Analyse supérieure et algèbre supérieure.
	Gaston BONNIER . .	Botanique.
	KÖNIGS	Mécanique physique et expérimentale.
	GOURSAT	Calcul différentiel et calcul intégral.
	HALLER	Chimie organique.
	JOANNIS	Chimie (enseignement P. C. N.).
	JANET	Electrotechnique générale.
	WALLERANT	Minéralogie.
	ANDOYER	Astronomie.
	PAINLEVÉ	Mécanique analytique et mécanique céleste.
	HAUG	Géologie.
	H. LE CHATELIER . .	Chimie générale.
	Gabriel BERTRAND . .	Chimie biologique.
	M ^{me} P. CURIE	Physique générale et radioactivité.
	CAULLERY	Zoologie (Evolution des êtres organisés).
	C. CHABRIÉ	Chimie appliquée.
	G. URBAIN	Chimie minérale.
	Emile BOREL	Calcul des probabilités et physique mathématique.
	MARCHIS	Aviation.
	Jean PERRIN	Chimie physique.
	G. PRUVOT	Anatomie et physiologie comparées.
	ABRAHAM	Physique.
	CARTAN	Mécanique rationnelle.
	Cl. GUICHARD	Géométrie supérieure.
	LAPICQUE	Physiologie générale.
	GENTIL	Géographie physique.
	VESSIOT	Théorie des groupes et calcul des variations.
	COTTON	Physique générale.
	DRACH	Application de l'analyse à la Géométrie.
	C. FABRY	Physique.
	Charles PÉREZ	Zoologie.
	LÉON BERTRAND . . .	Géologie appliquée et géologie régionale.
	DANGEARD	Botanique (enseignement P. C. N.).
	LESPIEAU	Chimie.
	LEDUC	Physique théorique et physique céleste.
	MONTEL	Mathématiques générales.
	MAURAIN	Physique du Globe.
	HÉROUARD	Zoologie.
	Rémy PERRIER	Zoologie (enseignement P. C. N.).
	SAGNAC	Physique théorique et physique céleste.
	RABAUD	Biologie expérimentale.
	PORTIER	Physiologie.
	BLAISE	Chimie organique.
	PÉCHARD	Chimie (enseignement P. C. N.).
	AUGER	Chimie analytique.
	M. GUICGARD	Chimie minérale.
	GUILLET	Physique.

Secrétaire Daniel TOMBECK.

A LA MÉMOIRE

DE

JEAN DE BARRAU

INGÉNIEUR
SECRÉTAIRE
DE M^{GR} LE DUC D'ORLÉANS
CAPORAL AU 142^e D'INFANTERIE
TUÉ A BISPING
LE 18 AOÛT 1914

JEAN BOUSSAC

DOCTEUR ÈS SCIENCES
PROFESSEUR DE GÉOLOGIE
A L'INSTITUT CATHOLIQUE DE PARIS
SERGENT AU 289^e D'INFANTERIE
MORTELLEMENT BLESSÉ A VERDUN
LE 12 AOÛT 1916

EN ÉVOCATION DES SERVICES SANS NOMBRE QU'EUSSENT RENDUS

CES DEUX ESPRITS D'ÉLITE

L'UN PAR SON GÉNIE SCIENTIFIQUE

L'AUTRE PAR SON FOUGUEUX ET LUCIDE EFFORT

POUR SERVIR LA CAUSE

DE LA FRANCE

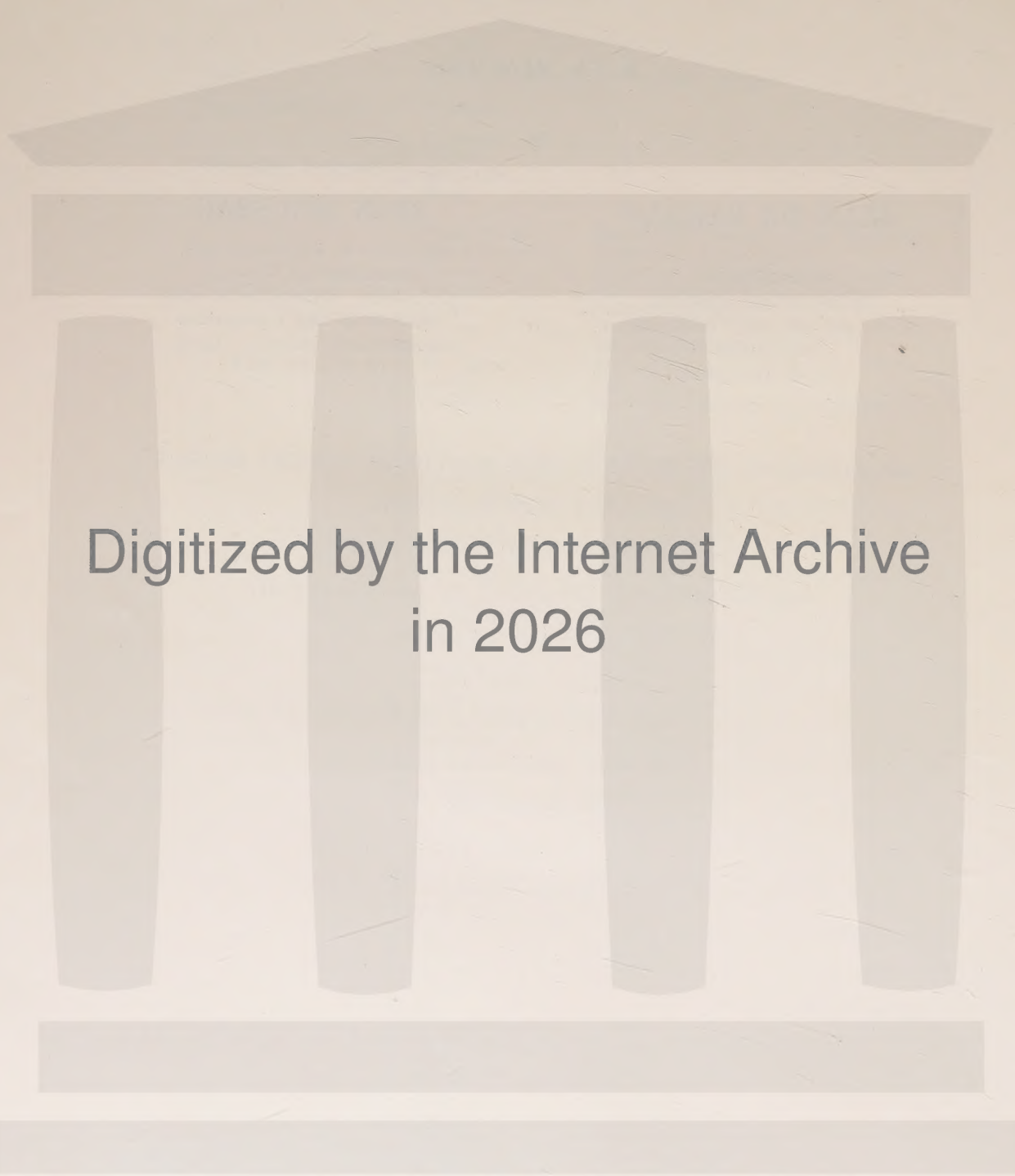
S'IL N'EÛT FALLU PAYER

LE SALUT DE NOTRE RACE

DU SACRIFICE

DES

MEILLEURS



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41550422_0050

Les Maîtres à qui une dédicace liminaire eût, en tout autre temps, offert l'hommage de ce livre, m'excuseront de n'avoir point inscrit leurs noms sur sa page de garde. Ni ma gratitude pour leurs enseignements, ni mon respect pour leurs travaux n'ont cessé d'être vifs. Mais il est une gratitude plus profonde encore, et un respect plus haut que ceux que l'on doit aux Princes de la Science qui guident nos efforts : c'est la gratitude et le respect que l'on doit aux hommes qui sont morts, les armes à la main, pour défendre le fruit de tous les travaux et la somme de toute la pensée des Français de tous les temps.

Le souvenir d'une grande et ardente amitié, celui d'une affectueuse et vive admiration m'ont fait placer ce livre sous l'égide de deux de ces morts. Ils personnifieront et évoqueront tous les autres.

Je prie que l'on ne sourie pas en croyant que cet aride Mémoire leur est dédié comme digne d'eux. Si l'on rappelle ici leur martyre, c'est que leurs noms et leur sacrifice flamboient sur l'existence des survivants, la polarisent et l'orientent vers le service unique et passionné de la France, comme vers l'acte matériel le plus propre à leur rendre un hommage viril en les continuant.

P. F.

LA GÉOLOGIE DE LA SIERRA DE MAJORQUE

INTRODUCTION

I. — AVANT-PROPOS

L'archipel Baléare émerge de la Méditerranée dans le prolongement de l'extrémité de la chaîne subbétique et constitue la province des Baléares, qui est composée des îles d'Ibiza, à laquelle est reliée Formentera, de Majorque, accompagnée de Cabrera, et de Minorque.

Notre but primitif était de faire l'étude complète de cet archipel, puis de définir ses relations précises avec la chaîne bétique ou avec telle autre grande unité structurale du bassin occidental de la Méditerranée.

On possédait alors une bonne, mais brève description stratigraphique de Majorque et de Minorque, donnée, en 1879, par HERMITE, et une esquisse géologique de l'île d'Ibiza, publiée par VIDAL et MOLINA en 1885. Mais ces travaux anciens ne donnaient aucune indication relative à la tectonique, et celle-ci se révéla assez complexe et assez troublante pour nécessiter de longues et minutieuses recherches.

La guerre interrompit nos investigations et rendit impossible la réalisation de ces projets.

Mais la chance avait voulu que depuis 1913 un confrère espagnol, M. DARDER PERICAS, entreprît l'étude méthodique des montagnes qui constituent une chaîne tout le long du rivage oriental de Majorque.

Il nous fut dès lors possible, afin de ne pas perdre de vue le problème d'ensemble qui avait provoqué nos travaux, de limiter l'essentiel de nos recherches à la chaîne septentrionale de l'île et de coordonner les résultats obtenus par M. DARDER avec les nôtres.

De brefs séjours à Minorque et en divers points des provinces de Valence et d'Alicante, une étude d'Ibiza, faite en 1914, nous fournirent par ailleurs quelques vues sur le cadre dans lequel se placent les Baléares et Majorque en particulier.

Bien que ces résultats ne représentent que l'ossature de la description complète que nous espérons donner, nous avons cru bon de les publier ici afin qu'ils puissent servir à ceux qui, plus heureux que nous, pourront aborder et résoudre tous les problèmes que nous ne faisons qu'esquisser et qui forment tout un enchaînement de questions, depuis celles qui ont trait à l'orogénie et à la paléogéographie jusqu'à celles qui concernent l'histoire des effondrements récents dans cette partie de la Méditerranée.

Le présent ouvrage comportera donc :

- I. L'esquisse orographique et structurale d'ensemble des îles Baléares.
- II. L'étude stratigraphique de la Sierra de Majorque complétée d'aperçus sur les régions et îles avoisinantes.
- III. Une monographie géologique détaillée de la Sierra de Majorque.
- IV. Une étude schématique du reste de l'archipel Baléare :

- a) Sierra de Levante de Majorque, d'après M. DARDER et nos observations ;
- b) Ile d'Ibiza ;
- c) Minorque.

V. Un essai de coordination et d'interprétation de ces diverses données.

Les parties les plus importantes de ce travail sont l'étude stratigraphique et la monographie géologique de la Sierra de Majorque. L'une et l'autre forment un tout que complète une carte géologique de cette chaîne que nous avons publiée en trois feuilles au 1/50.000^e, la base topographique étant fournie par l'agrandissement photographique de la carte d'Etat-Major espagnol au 1/100.000^e.

La carte topographique, résultant d'un agrandissement, porte forcément un nombre restreint de noms de montagnes ou de maisons. Afin d'éviter les périphrases longues et imprécises, nous avons introduit ici la désignation des points sans noms par leurs coordonnées. La guerre a universellement répandu cet usage, et les Européens qui sont familiarisés avec lui se comptent par millions. Il n'y a donc aucun inconvénient à l'employer. Toutefois, l'échelle de notre carte géologique rend impraticable l'adoption d'un quadrillage kilométrique, qui, superposé au figuré du terrain, nuirait à sa clarté.

Profitant, sur le conseil du colonel TALON, du fait que précisément la carte d'Etat-Major au 1/100.000^e est établie d'après le système des coordonnées polycentriques, nous avons utilisé dans nos désignations le même procédé. Les coordonnées que nous donnons pour chaque point sont rapportées à deux des lignes méridienne et parallèle tracées sur la carte, qui sont choisies chaque fois de telle sorte que le point à désigner se trouve défini par une abscisse et une ordonnée positives. Abscisse et ordonnée sont indiquées en mètres, mais étant donné le degré d'approximation d'une carte à cette échelle, elles ne sont calculées que de 100 en 100 mètres, c'est-à-dire de 2 en 2 millimètres au 1/50.000^e.

Un point qui se trouvera rapporté au méridien 7²⁰ comme axe des Y et au parallèle 44¹⁰ comme axe des X aura dès lors pour coordonnées $X = 7^{20} + n.100 \text{ m.}$; $Y = 44^{10} + p.100 \text{ m.}$

Nous nous sommes efforcé d'illustrer nos descriptions de coupes de détail et de profils d'ensemble, et, afin de présenter au lecteur des figures exactement comparables, nous avons, sauf dans des cas tout à fait exceptionnels concernant des détails, appliqué une règle dont l'observation est très nécessaire toutes les fois qu'on aborde des problèmes tectoniques : celle qui oblige à *dessiner toutes les coupes en utilisant la même échelle pour les hauteurs que pour les longueurs*. Le système qui consiste à exagérer les hauteurs des coupes est un legs des vieux stratigraphes du bassin de Paris qui n'avaient point à se préoccuper de la mécanique orogénique. On eut le tort de vouloir l'appliquer en tectonique, et il conduisit à des théories qui se révèlent invraisemblables. Il faut à tout prix abandonner cet ancien errement auquel malheureusement beaucoup de jeunes géologues paraissent encore attachés.

Nous avons autant que possible orienté toutes nos figures de façon analogue, le Nord, N.E. ou N.O. étant à la droite du lecteur. Les grands profils transversaux de la Sierra ont été établis selon des plans verticaux, rigoureusement parallèles entre eux, et parallèles à la direction générale de poussée ; toutes nos coupes sont disposées en enfilade. On peut suivre ainsi d'un bout à l'autre de la chaîne l'évolution de certains éléments tectoniques ou les modifications diverses qui affectent les principales masses.

L'obligation de réduire au strict minimum le texte de ce volume nous a fait, dans de nombreux cas, limiter notre description à ces figures et à ces profils d'ensemble.

Ce procédé présente pour la réputation de l'auteur le grave inconvénient de fixer par le dessin une interprétation brutale et en quelque sorte absolue, alors que l'explication verbale permet mieux de nuancer et de réserver les détails douteux. La coupe dit alors en quelque sorte plus qu'on ne veut dire. Nous insisterons souvent sur le caractère hypothétique de ces profils. Tous comportent une large part d'interprétation, et sans doute les recherches de nos successeurs modifieront-elles profondément les idées que nous avons acquises sur la structure de ces montagnes. Aussi, avant même d'en commencer la description, tenons-nous à avertir le lecteur qu'en les examinant avec attention il verra, en particulier dans les planches relatives aux montagnes d'Andraitx, des invraisemblances qui révèlent des erreurs d'observation manifestes. Il nous fut impossible de retourner sur place pour rectifier et contrôler tout ce qui est douteux. Dans chaque chapitre descriptif, après l'examen détaillé de ces accidents, incohérents en apparence, nous énumérons les principaux points à revoir. Il nous plairait que les petits problèmes qui sont ainsi posés et demeurent en suspens fussent abordés par les géologues qui passent quelques jours à Majorque ou par nos confrères locaux. Bien souvent il suffirait de peu de courses pour les résoudre, et chacun d'entre eux

pourrait donner lieu à une communication intéressante. C'est pour susciter ainsi le contrôle ou la contradiction des naturalistes que nous avons indiqué avec insistance les plus douteux de nos résultats.

Les étapes des connaissances en géologie régionale sont toujours nombreuses. La première établit une base stratigraphique approximative; la seconde utilise ces données pour débrouiller les grands traits de la tectonique. Ce n'est qu'après ces premiers résultats qu'on peut aborder l'étude détaillée de la stratigraphie et l'analyse exacte des dislocations du terrain. Nos prédécesseurs ont établi la base stratigraphique. Nous espérons avoir aidé à éclaircir les principaux problèmes de la tectonique des Baléares. C'est à nos successeurs d'en préciser le détail et de compléter, en la rectifiant, notre première ébauche.

**

Avant d'aborder la matière même de cette étude, nous tenons à exprimer notre gratitude aux maîtres éminents qui nous ont dirigé dans l'élaboration de notre travail, ainsi qu'à tous ceux qui nous ont appuyé de leur influence ou aidé de leur amitié.

Plus de six ans passés au Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble comme étudiant, puis en qualité de préparateur et de maître de conférences, nous ont profondément attaché par les liens du respect, de l'admiration et de la gratitude à son éminent directeur, le professeur W. KILIAN. Il n'y eut pas d'encouragements ou de facilités, de conseils ou d'aide que ne nous ait donnés l'éminent Membre de l'Institut; il poussa même la bonté jusqu'à faire au printemps de 1914 le voyage de Majorque, pour y contrôler l'exactitude de nos premiers résultats. Son nom eut figuré sur la première page de ce livre qui lui doit de paraître, si le pieux devoir que l'on sait ne nous eût tenu d'y évoquer des morts.

M. LUGEON, qui avait été notre initiateur à la tectonique, a bien voulu nous conserver une précieuse sympathie qu'il sut exprimer, de manière particulièrement vivace, durant les longues années où la vie des camps nous tint éloigné de la science.

M. HAUG, dont les substantiels enseignements élargirent, durant un hiver, le cercle de nos connaissances, nous a aidé dans de nombreux cas des conseils de son immense érudition. Qu'il veuille bien accepter l'expression de notre vive gratitude.

L'influence précieuse de ces trois maîtres, dont nous sommes honoré d'être l'élève, fut complétée par les suggestions si fécondes de M. Charles JACOB, professeur à l'Université de Toulouse, actuellement directeur du Service géologique de l'Indo-Chine. Une collaboration déjà ancienne, à laquelle nous devons une partie de notre formation, créa de nous à lui des liens où un attachement qu'il permettra peut-être d'assimiler à une haute et admirative amitié, se double de tout le plaisir et le profit que rapporte la fréquentation d'un tel animateur. Nous sommes heureux de rendre publique la gratitude qui nous lie à lui.

Lors de l'achèvement de ce mémoire, M. le professeur DEPERET, membre de l'Institut, doyen de la Faculté des Sciences de Lyon, voulut bien nous ouvrir son Laboratoire et nous aider de son inépuisable science dans l'étude des faunes du Tertiaire des Baléares. Ses enseignements, ses conseils nous ont été particulièrement précieux, et nous lui en gardons une profonde reconnaissance.

M. Jacques DE LAPPARENT, professeur de pétrographie à l'Université de Strasbourg, nous a orienté dans l'étude des roches que nous avons rapportées de Majorque, avec une amabilité, une bonne grâce et une science dont nous lui savons le plus grand gré du monde.

MM. GIGNOUX, professeur à Strasbourg; ROMAN et DONCIEUX, de Lyon; JODOT, préparateur à l'Ecole des Mines, nous ont amicalement apporté, à diverses reprises, l'aide de leur compétence. Nous avons plaisir à les en remercier ici. M. LAMBERT, enfin, a bien voulu examiner les Echinides du Miocène de Majorque que nous avons recueillis. Nous lui en portons une vive reconnaissance.

Les recherches que nous avons poursuivies sur le terrain en Espagne, au cours des étés 1911, 1913, 1914, 1919 et 1920, l'ont été d'abord à titre privé, puis en vertu de missions gratuites dont M. le Directeur de l'Enseignement supérieur nous a fait l'honneur de nous charger. En outre, en

1920, il nous fut alloué une subvention qui paya, cette année, une bonne partie de la perte au change que subissait à ce moment le Français voyageant en Espagne.

Ces diverses missions nous mirent en rapports avec M. DE VIENNE, chargé d'affaires de France à Madrid, qui nous prêta à deux reprises l'appui de l'Ambassade de France, et surtout avec les consuls de France à Majorque, MM. GALANTOMINI, puis MARCHAND, qui nous réservèrent toujours le meilleur accueil.

Mais ces travaux n'auraient pu être entrepris, puis continués sans l'appui et la grande amabilité des principaux représentants de l'autorité espagnole.

C'est grâce à la grande bienveillance de LL. EE. M. QUIÑONES DE LEON et le marquis DE LA VEGA INCLAN que nous avons été mis en relation avec le colonel marquis DE ZAYAS, en 1913; et c'est encore à la haute influence de l'éminent Ambassadeur extraordinaire de S. M. le Roi d'Espagne à Paris, que nous avons dû, en 1921, l'autorisation de reproduire les fragments de la carte d'Etat-Major au 1/100.000^e de l'île de Majorque qui servent de base à nos levés.

S. E. le marquis DE ZAYAS, chef d'Etat-Major du Capitaine général des Baléares en 1920, est l'auteur de la belle carte au 1/100.000^e de l'île de Majorque que nous avons eu la chance de voir paraître en 1914. Topographe éminent et savant, il eut l'amabilité de nous aider, en dépit de toutes ses charges, et nous conservons un souvenir particulièrement agréable d'une campagne de travaux géologiques à l'île d'Ibiza en 1914, au cours de laquelle il nous fut donné de le rencontrer sur le terrain, dont il faisait les levés à grande échelle, et de recevoir de lui la minute d'une carte topographique qui rendit possibles nos propres recherches. On jugera par les qualités que conserve l'agrandissement de sa carte de la Sierra de Majorque toutes celles de l'original.

LL. EE. D. Ignacio MARTINEZ DE CAMPOS, D. Dionisio ALONSO-MARTINEZ et D. Agustin DIEZ GARCIA, qui furent gouverneurs de la Province lors de nos divers voyages, nous accordèrent leur protection et leur recommandation auprès des représentants de l'autorité d'une manière qui nous rendit en bien des circonstances les plus grands services.

Les représentants de la science espagnole ne nous réservèrent pas un moins bon accueil.

L'éminent et regretté savant que fut D. Lucas MALLADA nous reçut avec une amabilité extrême, et, non content de nous orienter dans le domaine de la géologie espagnole qu'il connaissait si admirablement, nous enseigna les beautés de Madrid en érudit, en lettré et en artiste.

A Majorque, nous conservons, très vif, le souvenir de l'hospitalité que nous accordèrent l'éminent professeur Odon DE BUEN et le savant professeur Fuset, en 1911, dans le *Laboratoire de Biologie maritime de Porto Pi*, près de Palma. Depuis cette date lointaine, leur amabilité, qui nous fut souvent d'un grand secours, ne s'est jamais démentie. Nous leur exprimons à tous deux notre vive gratitude.

D'excellentes relations nous unissent depuis tantôt dix ans à notre savant confrère et ami, M. Bartolomé DARDER-PERICAS. Outre tout ce que nous devons à ses travaux, nous nous souvenons avec gratitude d'intéressantes et fécondes journées d'excursions organisées par lui au château de Santueri, propriété de sa famille, d'où nous avons tiré des enseignements fort utiles.

Bien que ce ne soit pas aux Baléares que nous ayons eu le plaisir de le rencontrer, nous avons beaucoup profité de la science et de l'accueil du Dr FAURA Y SANS, directeur du Service de la Carte géologique de Catalogne, l'éminent successeur du regretté chanoine ALMERA. Le Dr FAURA Y SANS organisa, en effet, une excursion dans la province de Tarragone, au cours de laquelle nous avons pu observer de nombreux détails relatifs à la stratigraphie des abords de Tortosa, qui nous ont servi ici de points de comparaison.

C'est dans des circonstances analogues que, en 1913, nous fûmes reçu à Alicante par le professeur D. Daniel JIMENEZ DE CISNEROS et à Valence par le professeur D. Eduardo BOSCA, qui nous aidèrent puissamment lors d'un voyage que nous faisions dans les montagnes comprises entre Alicante et Alcoy, puis, en 1921, lors d'un second voyage d'études que nous avons réalisé avec le professeur GIGNOUX. Nous sommes heureux d'exprimer ici à l'éminent paléontologiste

d'Alicante et au savant géologue de Valence la vivacité de notre reconnaissance. On verra dans les pages qui suivent que nous avons amplement fait appel, dans notre étude du Lias, aux belles découvertes que M. JIMENEZ DE CISNEROS fit, et fait encore chaque jour, dans les montagnes un peu mystérieuses de Caravaca.

Enfin, plusieurs personnes étrangères au monde officiel ou universitaire nous rendirent de signalés services au cours de nos séjours aux Baléares. En tout premier lieu, nous devons mentionner M. DOUX, avec qui nous avons été mis en relation par le professeur CHODAT, de Genève. En toutes circonstances, M. DOUX ne cessa de nous seconder, de nous faire profiter de son expérience de la vie et des habitudes de la région. Tout le côté matériel de notre existence fut extrêmement simplifié par lui et il est bien des recherches et des excursions que sans lui nous n'eussions pu faire. Il a donc une part très importante à notre gratitude.

Nous devons aussi mentionner la grande amabilité de feu M. Juan MALBERTI, ex-ingénieur du port de Palma, de M. Jaime MORRO OLIVER, instituteur à Caimari, ainsi que de M. Gaspar POL, « capataz » de mines à Binisalem, à qui nous devons la découverte des molaïres de Plagiolophe qui datent les lignites de cette région.

Nous ne saurions terminer ce paragraphe consacré à ceux qui ont une part dans les travaux que nécessita le présent mémoire, sans mentionner ses éditeurs.

M. Paul CORBIN voulut bien nous ouvrir l'accès de la *Société française de Stéréotopographie*, et c'est grâce à ses éminents Directeurs, le colonel TALON et le commandant VAVON, que notre carte a pu voir le jour en dépit des conditions si difficiles de l'édition. Outre celle que mérite la perfection de ce travail, nous leur devons une vive reconnaissance, tant pour leur amabilité que pour la manière charmante dont ils nous facilitèrent, par leur grande expérience et leurs nombreuses relations, la reproduction de nos planches. Au vrai, ils ont rendu possible une publication qui menaçait de ne pouvoir se faire, vu la dureté des temps.

II. — HISTORIQUE

HERMITE cite et analyse dans sa thèse tous les travaux de ses prédécesseurs. Les considérant donc comme connus, nous nous bornons à les inscrire dans notre liste bibliographique sans en donner de résumé.

Au reste, l'histoire de nos connaissances géologiques sur les Iles Baléares date de ce savant. Depuis ses travaux, peu de choses nouvelles ont été découvertes quant à la stratigraphie, et si la tectonique, née après sa mort, vient nous expliquer plus simplement la raison de rapports troublants qu'il attribuait à un jeu complexe de failles, c'est à ses coupes, à ses observations que nous sommes obligés de revenir en tout ce qui touche aux rapports naturels des terrains entre eux.

Pour ce qui a trait à la chaîne principale, HERMITE la considère comme formée en majeure partie par du Jurassique. Ce terrain supporte dans la partie orientale de la chaîne du Néocomien et des formations tertiaires. L'un et l'autre n'apparaissent que rarement dans le milieu de la Sierra, par l'effet de failles longitudinales. Ainsi en est-il du Tertiaire de la côte Nord (Estallenchs, Miramar), ainsi de celui de Puigpuñent, de Sa Granja, d'Esporlas ; ainsi du Crétacé de Sollerich. C'est encore par la multiplication de ces accidents qu'HERMITE rend compte des répétitions d'assises crétacées et nummulitiques des contreforts orientaux de la chaîne. Ces vues ne sont que des interprétations et, depuis, les géologues en ont proposé d'autres. Mais si cette partie infime de son œuvre a subi l'effet du temps, l'observation directe et l'étude plus spéciale de la stratigraphie ont donné à HERMITE des résultats qui, eux, demeurent.

1° Le Trias inférieur a été identifié et délimité exactement dans de rares gisements échelonnés le long de la côte d'Estallenchs à La Estaca. Le Trias moyen et le Trias supérieur ont aussi été signalés par HERMITE, mais il convient de noter que, comme on le verra plus loin, leur extension a été reconnue plus grande que ce géologue ne l'avait cru.

2° HERMITE, le premier, a précisé quelque peu la question du Jurassique. Il suppose que la suite des recherches permettra de prouver que les puissants calcaires sans fossiles, qui couvrent de si grandes étendues dans la Sierra, représentent la totalité de ce système, duquel il n'a observé que des termes liasiques (Muleta, Sierra de Levante), l'Oxfordien (nous verrons plus loin que cette indication est sujette à caution), et le Tithonique qu'il place comme son maître HÉBERT dans le Crétacé.

3° Le Néocomien inférieur et jusqu'au Barrémien inclusivement sont reconnus et situés parfaitement.

La série crétacée est un peu plus complète qu'HERMITE ne l'avait cru. En outre du Barrémien, elle s'étend jusqu'au Gault supérieur, mais les gisements de l'Aptien et de l'Albien sont très peu étendus.

Notons toutefois en passant que la grande analogie de faciès du Lias supérieur et du Néocomien, analogie qui devient presque une identité apparente lorsque les couches sont écrasées, lui fit confondre ces terrains, méconnaître la présence du premier et attribuer tous les gisements qu'il en a vus au second.

4° Terrains tertiaires et quaternaires. — Les terrains éocènes et oligocènes affleurent dans le sud de la chaîne et dans des régions médianes de l'île relativement peu plissées. Mais ils sont partout d'une grande pauvreté en fossiles. HERMITE, dont la formation scientifique a été réalisée dans les régions classiques du Tertiaire, les analyse avec précision, reconnaissant :

a) L'existence d'un Eocène inférieur, lacustre, largement réparti au sud de la chaîne et dans le centre de l'île (ces formations ont été reportées depuis dans l'Oligocène). (Voir chap. IV) ;

b) Les termes moyen et supérieur, à Nummulites, de ce même système, sous leur faciès marin ;

c) La présence de *Nummulites intermedius*, donc de l'Oligocène marin (à cette époque ce niveau était placé dans l'Eocène supérieur) ;

d) L'existence du Miocène moyen — soit à Miramar, où Bouvy l'avait déjà signalé en notant ce fait étrange qu'il paraît coïncé sous le Jurassique — soit dans la plaine centrale ;

e) Le Miocène à *Cerithium pictum* de Bellver ;

f) Un Pliocène lacustre localisé aux abords de Palma ;

g) Du Quaternaire à Strombes et des formations contemporaines continentales : conglomérats, alluvions et grès à *Helix*.

On verra que les observations des successeurs d'HERMITE ont ajouté peu de nouveaux faits à ceux si bien observés et si clairement décrits par lui.

Nous ne saurions terminer ce rapide résumé sans mentionner encore ses conclusions quant aux terrains éruptifs si abondamment représentés à Majorque. Dans sa thèse, HERMITE les croit partiellement postérieurs au Trias, mais un voyage ultérieur lui fit admettre que tous ceux de la chaîne Nord sont d'âge triasique. H. NOLAN ([63], p. 598) mentionne ce changement d'avis d'HERMITE, en démontrant à son tour l'âge triasique des formations ignées de la Sierra principale.

En même temps qu'HERMITE, et même un peu avant lui, un des stratigraphes les plus éminents d'Espagne, D. Luis Mariano VIDAL, commençait à publier des observations relatives au Tertiaire, ou mieux, aux couches à lignites, de Majorque.

Sa première note [83], datée de 1878, étudie les lignites de Binisalem et Selva. Il y émet l'hypothèse qu'ils se sont formés dans les dépôts d'un lac de la fin du Nummulitique. En 1888 paraît une importante étude, *Reseña física y geológica de las Islas Ibiza y Formentera*, de MM. Luis Mariano VIDAL et Eugenio MOLINA. Les auteurs y révèlent la présence à Ibiza du Trias supérieur, de l'Oxfordien, du Néocomien, de l'Urgonien.

Ils signalent des conglomérats rapportés avec doute à l'Eocène, puis des couches déjà assez élevées dans le Miocène contenant *Cerithium bidentatum* GRATELOUP.

Cette étude complétée par quelques indications de NOLAN est la seule que nous possédions à l'heure actuelle sur Ibiza.

Mais l'éminent Ingénieur en chef des Mines devait reporter encore son attention sur les lignites de Majorque. En 1905 [85], il date ceux de Sineu au centre de l'île par la découverte de l'*Anthracotherium magnum* et établit l'âge oligocène d'un lambeau de marnes charbonneuses pincées dans des conglomérats à Cala Blanca, près de Andraitx.

Enfin, en 1917 [86], il consacre un petit mémoire à l'étude de la faune des lignites de Binisalem. La présence d'un *Lychnus* et d'un genre voisin, nouveau d'ailleurs, *Lychnopsis*, le porte à conclure à l'âge garumnien de ces formations. Nous donnerons plus loin les raisons qui nous les font classer dans l'Oligocène.

Peu après la publication de la thèse d'HERMITE, H. NOLAN entreprit l'étude détaillée des Baléares.

NOLAN a fourni une somme de travail considérable et nous sommes assuré que, de tous les géologues passés et présents, c'est celui qui connaît le mieux ces îles. Mais son œuvre se réduit à quelques notes préliminaires, inutilisables parce que trop sommaires.

En 1887, il donne une *Note sur le Trias de Minorque et de Majorque* [63] qui apporte beaucoup de détails complémentaires aux observations d'Hermite. Il distingue bien le Trias inférieur (grès bigarrés), moyen (Calcaires à tubulures) et supérieur (?) (Calcaires à daonelles et Calcaires dolomitiques), mais ne paraît pas avoir noté la présence des marnes irisées à gypse du Keuper. On vient de mentionner ses observations quant aux roches éruptives.

En 1893, il donne une note paléontologique sur les *Crioceras* de Majorque [65].

En 1895, il publia : *Sur le Jurassique et le Crétacé des Iles Baléares et Structure géologique d'ensemble de l'Archipel Baléare* [66, 67].

Dans la première il apporte sur la stratigraphie d'importantes observations, distinguant le Toarcien et le Bathonien inférieur à Majorque, à Ibiza le Séquanien à *Oppelia tenuilobata* OPPEL, établissant que le Tithonique connu à Majorque sous son faciès andalou existe à Ibiza sous forme de marnes à faune pyriteuse. Il admet dans les deux îles une série continue du Tithonique au Barrémien, mais à Majorque, selon lui, l'Aptien manque et à Ibiza il repose *transgressif* sur le Barrémien. Dans ces deux étages, NOLAN signale les formations récifales, à Ibiza, et dans le Barrémien à Minorque. Enfin, il note l'absence du Gault inférieur dans les Baléares et la présence d'un Gault supérieur à faciès profond à Majorque.

À Ibiza, un Vraconnien à *Schloenbachia inflata* Sow. sp., puis un Cénomani à *Heterodiadema lybicum* COTT. représentent les termes les plus élevés du Crétacé qui soient connus aux Baléares.

L'étude sur la structure d'ensemble de l'Archipel Baléare apporte des interprétations qui datent d'une époque où la tectonique balbutiait encore. Le schéma de notre figure 1^a indique l'orientation des accidents et des lignes directrices, tels que les conçoit NOLAN. Mais il signale ce fait important que le Néogène non plissé repose à Minorque sur des accidents anté-burdigaliens, alors que les plissements de Majorque sont post-burdigaliens. SUSS relèvera cette observation [79] et en conclura que c'est à Majorque que se termine la chaîne subbétique.

Une *Notice préliminaire sur l'île de Cabrera* [68] publiée en 1897 marque la dernière étape de l'activité de NOLAN qui, depuis, a continué ses recherches aux Baléares, mais sans en rien publier.

Si NOLAN a peu écrit, il a recueilli d'abondants matériaux dont certains sont à la Sorbonne et d'autres au Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble. Ce sont ces derniers que nous avons comparés aux nôtres. Quel qu'en soit le profit, cette comparaison ne va pas sans doutes et erreurs, car la collection NOLAN ne fut jamais classée. Ses étiquettes qui sont souvent des rébus indéchiffrables se sont fréquemment mélangées, en sorte que, toutes les fois que nous déterminons un fossile et citons une localité d'après ces matériaux, nous indiquons la source par la lettre N, pour qu'on sache que des circonstances matérielles indépendantes du collectionneur comme de nous rendent cette mention douteuse.

Aux publications de NOLAN succède une période de silence; puis, en 1910, une très brève notice de W. COLLET [15] apporte des éléments nouveaux d'importance primordiale. COLLET, le premier, interprète tectoniquement la Sierra principale et y signale une structure en écaille. Cette constatation est à la base des travaux tectoniques qui ont été publiés depuis sur Majorque. Outre ce point capital, COLLET signale quelques observations sur la morphologie de la chaîne.

Après cette notice, M. COLLET a publié avec M. LAMBERT une étude sur quelques oursins du Miocène de Majorque [50 bis].

En 1913 apparaît le premier travail de M. Bartolomé DARDER-PERICAS. Ce jeune géologue a donné depuis une série d'études sur Majorque, dont chacune apporte des faits nouveaux, bien observés, et des vues théoriques audacieuses. Nous donnerons dans le cours de ce travail les références des notes de M. DARDER quant au détail des sujets que nous traitons et qu'il a abordés. Dans la partie de cet ouvrage où nous essayons de donner des indications synthétiques, on trouvera la discussion et la critique de certaines idées du géologue majorcain, au sujet desquelles nous croyons devoir faire des réserves. Nous nous bornons donc ici à une analyse très brève de ces travaux.

1913. *Los Fenómenos de corrimiento en Felanitx* [17].

L'auteur signale : 1^o une série tectonique inférieure, charriée, poussée au Nord-Ouest, constituée de Jurassique, de Crétacé, d'Eocène, sans Trias.

2° Une série mylonitisée « contre-charriée », exclusivement formée de jurassique, réduit, par mylonitisation, à un agrégat de graviers parallélipédiques. Le terme de « contre-charrié » doit s'entendre de la façon suivante : pour M. DARDER, les nappes poussées au N.-N.O. ont été buter contre le massif catalano-menorcin, puis se sont tordues et reployées en spirale, la série contre-charriée refluant par-dessus la série charriée dont elle procède, obliquement, à contre-sens, à la façon d'un torrent de graviers presque meuble, assez mobile pour respecter des îlots (château de Santueri) appartenant à la couverture tithonique et néocomienne des éléments inférieurs charriés. Des failles en gradins recoupent tout cet ensemble et provoquent la réapparition en plusieurs points des terrains nummulitiques du substratum charrié.

Notons de suite que, depuis, M. DARDER a modifié un peu ces vues. Au cours d'une excursion commune dans ce massif de Felanitx, nous sommes tombés d'accord sur le fait que les massifs du château de S. Salvador et de Santueri représentent la couverture tithonique et néocomienne des couches mylonitisées, lesquelles, pour une part, seraient triasiques. De plus, il nous a semblé à tous deux que les réapparitions étagées de Nummulitique et de Néocomien sont le fait de lames de charriage ou de plis couchés subordonnés à la série dite « contre-charriée ». On verra plus loin que, tout en reconnaissant l'existence de cet élément tectonique supérieur, nous lui attribuons une tout autre signification que M. DARDER.

En 1915, M. DARDER [19], sur la base tectonique que nous venons de résumer, a indiqué les principaux faits stratigraphiques observés par lui dans cette même région.

Quant à la Cordillère principale, notre confrère ne lui a consacré que deux notes :

L'une (1914), *Yesos metamorficos en Mallorca* [18 bis], réfute les dires de LOZANO, qui attribuait les gypses de Majorque à des actions éruptives et ne conserve plus cette explication que pour les gypses jurassiques de la Sierra de Na Burguesa ; tous les autres sont triasiques¹.

L'autre (1914), sous le titre *El Triasico de Mallorca* [17 bis, 18], étudie le Trias de la Cordillère Nord, cette chaîne étant à ce moment la seule où M. DARDER connût l'existence du Trias.

Dans ce travail l'auteur distingue les divers termes stratigraphiques du Trias, donne des coupes précises et démontre qu'à Majorque le Trias inférieur a un faciès germanique, puis que le Trias moyen comportant des calcaires à Fucoides et à Daonelles revêt le type alpin, enfin que le Trias supérieur est représenté par le faciès Keuper à marnes irisées. Ce travail est accompagné de plusieurs observations relatives à la tectonique générale de la chaîne et complété, outre de nombreuses illustrations photographiques et au trait, par une carte au 1/130.000^e sans nivellement qui est en grand progrès sur les données cartographiques d'HERMITE et de LOZANO. C'est l'ouvrage stratigraphique le plus important qui ait été publié sur Majorque après la mort d'HERMITE.

Depuis, M. DARDER a donné une note *Sobre la formacion de Cordilleras* qui se réfère à Majorque [20] et une étude préliminaire des montagnes de la région d'Arta [21].

En 1908, REMES publie de brèves observations sur le Tithonique de Majorque [76] ; en 1910, Hans PRAESENT [73] donne une maigre thèse de géographie physique où il réédite servilement les erreurs géologiques de ses prédécesseurs en en ajoutant d'autres ; en 1910 encore, Miss Dorothea BATE, fouillant des grottes sur la côte, découvre une faune de mammifères quaternaires [3].

Notre liste bibliographique comporte, en outre des travaux antérieurs à HERMITE et des études que nous venons de mentionner, diverses notes que nous avons publiées seul ou en collaboration et qui se rattachent à l'étude des Baléares [n^{os} 24 à 36]. Hormis celle consacrée à la faune du Gault de S. Muntaner et celle qui a trait aux Ammonites des marnes aptiennes de Cala Blanca, qui sont uniquement des études paléontologiques, toutes ces publications préliminaires résument au fur et à mesure de leur découverte les principaux faits nouveaux dont l'étude détaillée fait l'objet du présent ouvrage. Il est donc inutile de les analyser puisque le lecteur en trouvera la substance dans le corps de ce volume.

CARTES TOPOGRAPHIQUES

L'*Atlas de España y sus posesiones de Ultramar* de D. FRANCISCO COELLO à l'échelle 1/200.000^e comporte une feuille consacrée aux Baléares (1851). Ce fut longtemps la seule carte indiquant autre chose qu'une planimétrie approchée.

¹ Voir plus loin, chap. I.

En 1914, le Dépôt de la Guerre publia la carte au 1/100.000^e de l'île de Majorque, en courbes de niveau, levée sous l'habile direction du colonel d'Etat-Major, marquis DE ZAYAS (feuilles 213, 214, 215, 232, 233, 234). Cette carte, la meilleure d'Espagne à notre connaissance, réunit toutes les qualités qu'on peut demander à cette échelle. Seuls quelques exemplaires présentent, par suite d'un défaut de repérage accidentel, un léger décalage du nivellement par rapport à la planimétrie.

C'est la base que nous avons utilisée, en la faisant agrandir au 1/50.000^e. Ce seul fait indique assez la qualité remarquable de ce document topographique. Toutefois, la carte qui sert de base à nos levés ne comporte malheureusement pas les indications des parois de rochers si caractéristiques de la Sierra de Majorque.

Le marquis DE ZAYAS a levé de même l'île d'Ibiza à grande échelle, mais la publication n'en est pas encore achevée.

Il a bien voulu nous autoriser, en attendant, à photographier une carte au 1/100.000^e dont il nous remit très aimablement la minute. Nous eussions joint la carte géologique d'Ibiza à celle de la Sierra de Majorque si la guerre survenant ne nous eût empêché de réaliser les dernières rectifications sans lesquelles nos levés ne sauraient être rendus publics.

CARTES GÉOLOGIQUES

La première qui ait quelque valeur est celle d'HERMITE (Majorque et Minorque, éch. 1/800.000^e).

LOZANO publia en 1885 une carte à plus grande échelle qui diffère peu de celle d'HERMITE et ne comporte pas l'indication des formations triasiques.

En 1888, la Comision del Mapa geologico de España publia au 1/400.000^e la carte géologique de la Province en réunissant les données d'HERMITE, VIDAL et MOLINA.

Les mémoires de M. DARDER sont accompagnés de cartes qui, comme les précédentes ne comportent que la planimétrie. Celles de la Sierra de Levante sont fragmentaires. Celle de la Sierra principale concerne toute cette chaîne, et son échelle (1/130.000^e) a permis à l'auteur de figurer, avec beaucoup plus de précision que cela n'avait été fait jusqu'alors, la répartition et les rapports des divers terrains. Tant au point de vue cartographique qu'au point de vue de la stratigraphie, M. DARDER est le géologue qui a apporté durant ces quarante dernières années la plus ample moisson de faits nouveaux sur Majorque.

L'apparition de la carte topographique au 1/100.000^e dont il est parlé d'autre part rendit possible l'établissement d'une carte géologique un peu plus détaillée de la Sierra de Majorque. L'autorisation de l'utiliser et d'en reproduire les fragments utiles nous ayant été accordée par le Ministère de la guerre de Madrid, sur l'intervention très aimable de M. QUIÑONES DE LEON, du marquis DE ZAYAS et de l'Ambassadeur de France à Madrid, nous avons dressé notre carte au 1/50.000^e. Comme les feuilles au 1/100.000^e comportent des zones que nous n'abordions pas, nous avons adopté un assemblage spécial qui réduit notre carte à trois feuilles. Cette coupure nous a obligé à faire redessiner la base topographique d'après l'agrandissement de la carte d'Etat-Major. Nous avons déjà insisté sur les mérites de la carte espagnole, mais il convient de reporter le mérite de notre agrandissement lui-même ainsi que du tirage des couleurs à la *Société Française de Stéréotopographie* qui s'est chargée de ce travail.

* * *

Dans les pages qui suivent nous énumérons d'une part les ouvrages écrits sur Majorque et dont nous venons de résumer les principaux; d'autre part, les travaux publiés sur la géologie des provinces de la Péninsule qui présentent des rapports de voisinage, des analogies géologiques, ou qui apportent un jour quelconque sur la vue d'ensemble qu'il serait utile d'acquérir pour comprendre clairement la géologie des Baléares. Cette seconde partie de notre liste n'est donnée qu'à titre d'indication, le problème d'ensemble des rapports de la chaîne bétique et subbétique avec les Pyrénées, les Alpes, la Corse, etc., n'étant envisagé ici que pour situer l'étude de détail que nous donnons de la Sierra de Majorque.

III. — LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

1° OUVRAGES CONCERNANT LES ILES BALÉARES

1. ADAN DE YARZA. — Examen microscópico de varias nuestras de rocas eruptivas recogidas par D. Luis Mariano Vidal en la Isla de Mallorca (*Bol. Com. M. Geol. de Esp.*, t. VI, 1879, p. 23-28).
2. ARMSTRONG. — The History of the Island of Minorca, 1752.
3. BATE (Dorothea). — Preliminary note on a new artiodactyle from Majorca, *Myotragus Balearicus* Gen. et sp. nov. (*Geol. Magazine*, new series, decade V, vol. VI, 1909, p. 385-388, 5 figures).
4. BEAUMONT (Elie DE). — Note sur la constitution géologique des îles Baléares (*Ann. Sc. Nat.*, 1^{re} série, 1827, t. X, p. 423-439, Paris).
5. BOFILL Y POCH. — Indicaciones sobre algunos fósiles de la caliza basta blanca de Muro, isla de Mallorca (*Bol. Real. Ac. Sc. y A. de Barcelona*, tercer epoca, vol. I, 1899, n° 23).
6. BOUSSAC (J.) et FALLOT (P.). — Note préliminaire sur l'Oligocène de Majorque (*C. R. somm. S. G. F.*, 20 février 1910).
7. BOUVY (P.). — Coupe de la côte de Binisalem dans l'île de Majorque formée de Crétacé (*B. S. G. F.*, (2), 1845, t. II).
8. — Reseña geognóstica de la isla de Mallorca y descripción de la situación y explotación de la Hulla del terreno secundario de esta isla (*Rev. Minera*, t. III, pp. 174-184, 204-210, 1852).
9. — Notice sur le tremblement de terre du 15 mai 1851 de l'île de Majorque (*B. S. G. F.* (2), t. X, pp. 359-364, 1852).
10. — Note sur les lignites des îles Baléares (*B. S. G. F.* (2), 1857, t. XIV, p. 770-774).
11. — Descripción del terreno nummulítico de Mallorca (*Rev. Minera*, 1863, t. XIV).
12. — Ensayo de una descripción geológica de la isla de Mallorca comparada con las islas y el litoral de la Cuenca occidental del Mediterráneo (Palma, 1867).
13. BOVER. — Noticias historico-topográficas de la isla de Mallorca (Palma, 1836 et 1864).
14. BUEN (Odon DE). — Excursiones por Mallorca. Indicaciones generales (Barcelona, 1905).
15. COLLET (L.-W.). — Quelques observations sur la géologie de la Sierra de Majorque (*Arch. Sc. Phys. et Nat. Genève*, 4^e période, t. XXVII, pp. 598-615, 1 planche).
16. COTTREAU (Jean). — Les Echinides Néogéniques du bassin méditerranéen (*Ann. Inst. Océanographique*, 1913, t. VI, fasc. 3).
17. DARDER PERICAS (Bartolomé). — Los Fenómenos de corrimiento en Felanitx (Mallorca) (*Trab. del Mus. Nac. de Cienc. nat.*, seria geológica., n° 6, Madrid, 1913).
- 17 bis. — Nota preliminar sobre el triásico de Mallorca (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, novembre 1913, t. XII).
18. — El Triásico de Mallorca (*Trab. del Mus. Nac. de Cienc. nat.*, seria geológica, n° 7, 1914).
- 18 bis. — Los Yesos de metamórficos de Mallorca (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, Madrid, 1914, p. 180).
19. — Estratigrafía de la Sierra de Levante de Mallorca (region de Felanitx) (*Trab. del Mus. Nac. de Cienc. nat.*, seria geológica, n° 10, Madrid, 1915).
20. — Nota sobre la formacion de Cordilleras par corrimientos (*Bol. Real. Soc. Esp. de Hist. nat.*, 1918, t. XVIII, pp. 341-347).
21. — Nota preliminar sobre la tectónica de la region de Artá (Mallorca) (*Bol. Real. Soc. Esp. de Hist. nat.*, 1921, t. XXI, p. 204-223).
22. DEPERET (Ch.) et FALLOT (P.). — Sur l'âge des formations à Lignite de l'île de Majorque (*C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXII, p. 790).
23. ESTADA (E.). — Contribucion al estudio del abastecimiento de Aguas potables de la Ciudad de Palma (Palma, Tous, 1912).
24. FALLOT (P.). — Sur quelques fossiles pyriteux du Gault des Baléares (*Trav. Lab. Géol. Univ. de Grenoble*, 1910, 33 pages, 3 planches).

25. FALLOT (P.) Sur la Tectonique de la Sierra de Majorque (*C. R. Ac. Sc.*, 1914, t. CLVIII, p. 645).
26. — Sur la Stratigraphie de la Sierra de Majorque (*C. R. Ac. Sc.*, 1914, t. CLXIII, p. 817).
27. — Sur la présence de l'Aptien dans la Sierra de Majorque (*C. R. A. Sc.*, 1916, t. CLVII, p. 838).
28. — Sur la présence de l'Aptien dans la Sierra de Majorque (*Tr. Lab. Géol. Univ. de Grenoble*, 1916, t. XI, pp. 1-11).
29. — Sur la Géologie de l'île d'Ibiza (*C. R. Ac. Sc.*, 1917, t. CLXIV, p. 103).
30. — Sur la Tectonique de l'île d'Ibiza (*C. R. Ac. Sc.*, 1917, t. CLXIV, p. 186).
31. — Au sujet des phénomènes de charriage de la chaîne Bétique (*C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 1918, n° 16, p. 168).
32. — Observations sur les phénomènes de charriage du centre de la Sierra de Majorque (*C. R. Ac. Sc.*, 1920, t. CLXX, p. 739).
33. — Sur l'extension des phénomènes de charriage dans la Sierra de Majorque (*C. R. Ac. Sc.*, 1920, t. CLXX, p. 848).
34. — Observations nouvelles sur la Tectonique de la Sierra de Majorque (*Trav. Lab. Géol. de l'Univ. de Grenoble*, 1920, 7 pages, 1 planche, coupes).
35. — La Faune des marnes aptiennes et albiennes de la région d'Andraitx (*Trab. del Mus. Nac. de Cienc. nat.*, ser. geol., n° 26, Madrid, 1920, 68 pages, 3 planches).
36. FALLOT (P.) et TERMIER (H.). — Sur l'extension verticale du faciès marneux à Céphalopodes pyriteux dans l'île d'Ibiza (*C. R. Ac. Sc.*, 1921, t. CLXXIII, p. 91).
37. FORSYTH MAJOR. — Exhibition of, and remarks upon some remains of Anthracotherium from Majorca (*Proc. of the Zool. Soc. of London*, 1904, vol. I, pp. 456-458).
38. GOMEZ LLUECA (Federico). — El Mioceno marino de Muro (Mallorca) (*Trab. del Mus. Nacion. de Cienc. nat.*, ser. geol., n° 25, 1919).
39. — Sur la géologie de Cabrera, Conejera et autres îles voisines (*C. R. Ac. Sc.*, 1920, t. CLXXI, p. 1158).
40. GRASSET DE SAINT-SAUVEUR. — Voyage dans les îles Baléares et Pithyuses fait dans les années 1802 à 1805 (Paris, 1807).
41. HAIME (Jules). — Notice sur la géologie de l'île de Majorque (*B. S. G. F.* (2), 1855, t. XII, pp. 734-752).
42. HAUG (E.). — Traité de Géologie, Paris, A. Colin, 1^{re} éd., pp. 703, 872, 988, 1032, 1069, 1211, 1508, 1551, 1655, 1865.
43. HERMITE (Henri). — Etudes géologiques sur les îles Baléares; première partie: Majorque et Minorque, Paris, F. Savy, 1879.
44. — Observations géologiques sur les îles Majorque et Minorque (*C. R. Ac. Sc.*, t. LXXXVII, p. 1097; t. LXXXVIII).
45. — Los Pozos artesianos en Mallorca, trad. de D. Antonio Jaume y Garaye, Palma, 1879.
46. — Note sur la position qu'occupent à Majorque les *Terebratula dyphya* et *Janitor* (*B. S. G. F.* (3) (VII), 1879, pp. 207-209).
47. HOERNES (R.). — Eine geologische Reise durch Spanien (*Mitt. Naturw. Verein f. Steiermark, Graz.*, 1905, p. 318).
48. — Untersuchungen der jungeren tertiär Ablagerungen des westlichen Mittelmeeres (*Sitz. der Kgl. Ak. der Wissensch. in Wien.*, 1905, Bd. 114, pp. 637-660; *ibid.*, p. 737).
49. IBANEZ. — Descripcion geodesica de las islas Baleares, Madrid, 1871.
50. LAMBERT (J.). — Description des Echinides fossiles de la province de Barcelone. — Echinides des terrains miocènes et pliocènes (*Mém. Soc. géol. de Fr.*, 1906, t. XIV, pp. 2-3).
- 50 bis. LAMBERT (L.) et COLLET (L.-W.). — *Clypeaster Ludovici-Salvatoris* sp. nov. du Miocène de Majorque (*Mém. Soc. pal. Suisse*, 1909, vol. XXXVI, 5 pages, 1 planche).
51. LOZANO (R.-Sanchez). — Anotaciones fisicas y geológicas de la isla de Mallorca, Palma, 1884.
52. — Criaderos sedimentarios de Cobre en Menorca y Granada (*Bol. Com. Map. geol. de Esp.* 1899, seconde série, t. VI, pp. 233-244).
53. LOUIS-SALVATOR D'AUTRICHE (Archiduc). — Die Balearen geschildert im Wort und Bild (7 Teile in 9 Bänden, Leipzig, 1869-1890).

54. MALLADA (Lucas). — Explicación del Mapa geológico de España (*Mem. Com. geol. de Esp.*, Madrid, 1895-1907, 6 volumes).
55. DE LA MARMORA. — Observations géologiques sur les deux îles Baléares (*Memorie della reale Accademia della Scienze de Torino*, 1835, t. XXXVIII, p. 51).
56. MARTEL. — La Cueva del Drach (*C. R. Ac. Sc.*, 1897, pp. 1385-1388).
57. — Sous terre (*Ann. Cl. Alpin français*, Paris, 1896, 3^e série, t. XXIII).
58. — Exploraciones subterráneas en Baleares y Cataluña, 1898 (trad. esp. *Real Soc. geogr.*, Madrid, 1898, t. XL, pp. 220-259).
59. — Les cavernes de Majorque (*Spelunca*, février 1903, t. V, n^o 32).
60. MOJSISOWICS (E. von). — Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz (*Abh. der K. K. geol. Reichsanstalt*, 1882, t. X, 322 pages, 94 planches).
61. — Ueber Ammonitenführende Kalke unternorischen Alters auf den Balearischen Inseln (*Verh. der K. K. geol. Reichsanstalt*, 1887, pp. 327-329).
62. MUNIER-CHALMAS. — Fossiles recueillis aux Baléares par M. Hermite (*B. S. G. F.* (3), 1879, t. VII, p. 497).
63. NOLAN. — Note sur le Trias de Minorque et Majorque (*B. S. G. F.* (3), 1887, t. XV, pp. 593-599).
64. — Sur les terrains triasiques et jurassiques des îles Baléares (*C. R. Ac. Sc.*, 1893, t. CXVII).
65. — Sur les Crioceras du groupe de *Crioceras Duvali* (*B. S. G. F.* (3), 1894, t. XXII, pp. XLVIII et 183).
66. — Structure géologique d'ensemble de l'archipel Baléaire (*B. S. G. F.* (3), 1895, t. XXIII, pp. 76-91).
67. — Sur le Jurassique et le Crétacé des îles Baléares (*C. R. Ac. Sc.*, 1895, t. CXVII, pp. 821-823).
68. — Note préliminaire sur l'île de Cabrera (*B. S. G. F.* (3), 1897, t. XXV, pp. 303-305).
69. OLEO Y QUADRADO (D. Rafaël). — Historia de la isla de Menorca. Ciudadella de Menorca, 1874.
70. PEREZ-CABRERO (Arturo). — Ibiza (Barcelona, 1909).
71. PRAESENT (Hans). — Die Balearischen Inseln. Beobachtungen auf einer Studienreise (*Mitt. d. Ver. f. Erdk. zu Leipzig*, 1910, p. 27).
72. — Bau und Boden der Balearischen Inseln (*Jahresbericht der Geogr. Gesellsch.*, Greifswald, Band XIII, 1911, pp. 19-106, 7 planches, 1 carte).
73. — Neue klimatische Werte für Menorca und Ibiza (*Meteorologische Zeitschrift*, 1912, p. 28).
74. PUIG Y LARRAZ. — Cavernas y Simas de España, Baléares (*Bol. Com. Map. geol.*, seconde série, 1894, t. II, pp. 38-50).
75. QUINT ZAFORTEZA (D. José). — Plano de las cuevas de Artá (Palma, 1912).
76. REMES (Dr. M.). — Tithon na Mallorca (*Zvláštní Otisk z Věstnicu Klubu Prirodovedeckého v Prostějově za rok*, 1908, Ročník XI).
77. REPÉLIN (J.) et (H.) PARENT. — Monographie du genre *Lychnus* (*M. Soc. géol. Fr.*, 1920, t. XXIII, Mém. 53).
78. SAN MIGUEL. — Nota petrográfica sobre algunas rocas eruptivas de Mallorca (*Mem. Real. Ac. Cienc. y Artes*, Barcelone, 1919).
79. SUSS (E.). — La face de la Terre (trad. de Margerie, t. I, pp. 301, 410, 447; t. II, pp. 425, 471, 473, 697, 843; t. III, pp. 536, 694, 757, 879, 890, 894, 925, 1365, 1380, Paris, A. Colin, 1897-1918).
80. TORNQUIST (A.). — Ueber die ausseralpine Trias auf den Balearen und in Catalonien (*Sitzungsb. der K. Preuss. Akad. der Wissensch.*, Berlin, Band XXXVI, 1909, pp. 902-918).
81. THOS Y CODINA. — Notas acerca de la constitución geológica de las Islas de Ibiza y Formentera (*Bol. Com. Map. geol. Esp.*, 1876, t. III, pp. 363-367).
82. VARGAS (Miguel). — Descriptiones de las Islas Pithyusas y Baleares, de Orden superior (Madrid, 1787).
83. VIDAL (L.-M.). — Excursion geológica por la Isla de Mallorca (*Bol. Com. Map. geol.*, 1878, t. VI, p. 1).
84. VIDAL (Luis Mariano) y MOLINA (Eugenio). — Reseña física y geológica de las Islas Ibiza y Formentera (*Bol. Com. Map. geol. Esp.*, Madrid, 1888).
85. VIDAL (L.-M.). — Note sur l'Oligocène de Majorque (*B. S. G. F.* (4), 1905, t. V, pp. 651-654).

86. VIDAL (L.-M.) — Edad geológica de los lignitos de Selva y Binisalem (Mallorca) y descripción de algunas especies fósiles (*Mem. Real. Soc. Esp. de H. nat.*, 1917, t. X, mem. 7).
87. WILKOMM (Dr. M.). — Die pyrenäische Halbinsel. Das Wissen der Gegenwart (Band XLIII. Ost- und Sud Spanien Die Balearen und Pithyusen, Leipzig-Wien, 1886).
88. — Spanien und Balearen (Berlin, 1876).

2° OUVRAGES CONCERNANT LE S.E. DE L'ESPAGNE

89. ALMERA (Jaume) i FAURA i SANS (M.). — Enumeració de les especies fósils dels terrenys paleozòics de la provincia de Barcelona (*Junta de Ciencias naturales de Barcelona, départ. de Geologia*, 1919, p. 121).
90. ALMERA (Jaume). — Mapa geológico de la provincia de Barcelona, 3 feuilles 1/40.000°.
91. BARROIS et OFFRET. — Mission d'Andalousie (p. 82 et suiv.).
92. BATALLER (J. R.). — Hallazgo de una Sutneria en el Jurásico de la Provincia de Tarragona (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1929, t. XX, 177-181).
93. BERGERON. Note sur les terrains paléozoïques de la province de Barcelone et comparaison avec ceux de la Montagne Noire (*B. S. G. F.* (3), t. XXVI, p. 867).
94. BÉRTRAND (Marcel) et KILIAN. — Mission d'Andalousie (p. 394 et suiv.).
95. BÉRTRAND (Léon) et MENGAUD. — Sur la structure des Pyrénées cantabriques entre Santander et Llanes et leurs relations probables avec les Pyrénées (*B. S. G. F.* (4), 1912, t. XII, p. 504).
96. — Sur l'existence de plusieurs nappes superposées dans la Cordillère Cantabrique entre Santander et Llanes (*C. R. Ac. Sc.*, 1912, t. CLV, p. 737).
- 96 bis CARANDELL (Juan). — La Morfologia de la Sierra Nevada; ensayo de su interpretacion tectónica (Madrid, 1921).
97. CHEVALIER (Marcel). — Note préliminaire sur la géologie de la Catalogne orientale (*B. S. G. F.* (4), 1914, t. XIV, p. 157).
98. COLLOT. — Sur une carte des environs de Barcelone, de M. J. Almera (*B. S. G. F.* (3), 1892, t. XX, p. 32).
99. DALLONI (M.). — Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon (Marseille, 1910).
100. — Stratigraphie et tectonique de la région de Noguera (*B. S. G. F.* (4), 1913, t. XIII, p. 243).
101. — Sur la tectonique des Pyrénées et la prétendue nappe du Montes de Montesch (*C. R. Ac. Sc.*, 1916, t. CLVIII, p. 947).
102. — Le Bartonien marin dans les Pyrénées (*C. R. Ac. Sc.*, 1916, t. CLXII, p. 947).
103. DEPERET (Ch.). — Sur les bassins tertiaires de la Meseta espagnole (*B. S. G. F.* (4), 1908, t. VIII, pp. 18-19).
104. — Aperçu sur la géologie du chaînon de Saint-Chinian (*B. S. G. F.* (3), 1899, t. XXVII, pp. 686-709 (702-703)).
105. DEREIMS. — Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon (thèse, Paris, 1898).
106. DESLONGCHAMPS (Eugène). — Brachiopodes recueillis par M. de Verneuil dans le Lias de l'Espagne (*B. Soc. Linn. de Normandie*, 1874, t. VIII, pp. 263 et suiv.).
107. DONCIEUX. — Environs de Narbonne, Corbières septentrionales et Minervois (*Réun. extraord. Soc. Géol. Fr.* de 1913, Paris, 1921).
108. DOUVILLE (Robert). — Esquisse géologique des Préalpes subbétiques. Partie centrale (thèse, Paris, 1906).
109. — La Péninsule ibérique. A. Espagne (*Handbuch der Regionalen Geologie*, Band III, 7 Heft., Heidelberg, 1911).
110. DRASCHE. — Geologische Skizze der Hochgebirgstheile der Sierra Nevada in Spanien (*Jahrb. der K. K. geol. Reichsanstalt*, Wien, 1879, t. XXIX, pp. 93-122, pl. VII-XI).
111. DUPUY DE LOME (Enrique) y MAQUIEIRA DE BORBÓN. — Los yacimientos de carbonato de magnesia en España (*Bol. Inst. geol. Esp.* (2), t. XIX, 1918).
112. DUPUY DE LOME (Enrique) et (C.) FERNÁNDEZ DE CALEYA. — Nota acerca de un yacimiento de Mamíferos fósiles en el Rincón de Ademuz (Valencia) (*Bol. Inst. geol. Esp.* (2), 1918, t. XIX, p. 36, 2 figures).

113. ELIAS (Jacinto). — Estudios geológicos sobre Tarrasa y sus contornos (Tarrasa, 1917).
114. — Coleccion de Articulos científicos y de investigacion historica (Tarrasa, 1919).
115. — Notes Paleographiques del Vallés (*Butll. Inst. Catal. Hist. nat.*, oct. 1920).
116. — Apuntes para la geogenia del Vallés (Tarrasa, 1920).
117. — Tectonica del Montserrat (Tarrasa, 1921).
118. — Documentos para la tectonica del Vallés (Tarrasa, 1921).
119. — Alcament de la Serralda pirenenca i l'effondrament del Vallès (*Butll. Inst. Catal. Hist. nat.*, 1921, 2^e série, vol. I, n^o 2, p. 64).
120. FAURA Y SANS. — Sintesis estratigrafica de los terrenos primarios de Cataluña (*Mem. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1913, t. XI. Memoria I^a, index bibliographique de 252 numéros).
121. — Epoca de formació de les argiles refractàries del Pinell (pr. de Tarragona) (*Butll. de la Agrupació excursionista*, Reus, 1917, t. III, n^o 22-23, pp. 65-72, pl. IV).
122. — Condiciones estructurals del Terreny en la caracterisacio de la Comarques catalanes (*Butll. del Centre excursionista de Catalunya*, Barcelone, 1919).
123. FAURAS Y SANS, FALLOT et BATALLER. — Observations au sujet de la stratigraphie des terrains jurassiques de la chaîne de Cardo, province de Tarragone (*Butll. Inst. Catal. Hist. nat.*, 1921, pp. 118-130, 3 planches).
124. FERNANDEZ NAVARRO (Lucas) y CARANDELL (Juan). — El Borde de la meseta terciaria en Alcala de Henares (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1914, t. XIV, p. 302, et seconde note sous le même titre, 1921, t. XXI, p. 329).
125. GAVALA Y LABORDE (Juan). — Regiones petroliferas de Andalucia (*Bol. Inst. geol. Esp.* (2), Madrid, 1916, t. XVII).
- 125 bis. — Yacimientos de petróleo en Huidbora (Burgos) (*Bol. Inst. Geol. Esp.* (2), 1916).
126. — Descripcion geográfica y geológica de la Serrania de Grazalema (*Bol. Inst. Geol. Esp.* (2), 1918, t. XIX, p. 143, 17 planches, 2 cartes).
127. GENTIL (L.). — Notes de géologie tectonique sur l'Espagne méridionale (*C. R. Ac. Sc.* — I. Sur l'existence de grandes nappes de recouvrement dans la province de Cadix, t. CLXVI, p. 1003. — II. Sur l'extension en Andalousie des nappes de recouvrement de la province de Cadix, t. CLXVII, p. 83. — III. Sur l'origine des nappes de recouvrement de l'Andalousie, t. CLXVII, p. 238. — IV. Sur l'âge des nappes de recouvrement de l'Andalousie et sur leur raccordement avec les nappes prérfaines, t. LCXVII, p. 299. — V. Sur les dépôts néogènes du détroit Nord-Bétique, t. CLXVII, p. 373. — Sur le synchronisme des dépôts et des mouvements orogéniques dans les détroits Nord-Bétique et Sud-Rifain, t. LCXVII, p. 727).
128. GOMEZ LLUECA (F.). — Sobre un Miliobatido fósil nuevo para España (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1918, t. XVIII, pp. 507-509, 2 planches).
129. — Algunas especies de peces fosiles nuevos y de interes para el Neogeno de la provincia de Alicante (*Bol. Real. Sc. Esp. Hist. nat.*, 1918, t. XVIII, pp. 510-516).
130. GROTH (Jean). — Sur le Primaire de la Sierra Morena (*C. R. Ac. Sc.*, 23 janv. 1911).
131. — Sur la bordure méridionale de la Meseta ibérique (*C. R. Ac. Sc.*, 1913, t. CLVI, p. 1794).
132. — Les Schistes à Goniatites de Guadalmez (*C. R. Ac. Sc.*, 1914, t. CLVIII, p. 525).
133. HERNANDEZ-PACHECO (Francisco). — Fisiografia del Mioceno aragones (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1921, t. XXI, p. 334).
134. JACOB (Ch.) et FALLOT (P.). — La Nappe de charriage du Montsech en Catalogne (*C. R. Ac. Sc.*, 1914, t. CLVIII, p. 1222).
- 134 bis. — A propos de la tectonique des Pyrénées catalanes (*C. R. somm. S. G. F.* (4), 1914, t. XIV, p. 154).
135. JIMENEZ DE CISNEROS (D.). — Datos para el estudio de la geologia del sudeste de España (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1906, pp. 425-439).
136. — De Orihuela à Murcia (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1912, pp. 205-209).
137. — Relacion de algunas especies fosiles del Cretaceo medio y superior de Santander (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, Mayo, 1912, pp. 307-311).
138. — Noticia acerca del hallazgo del sistema Liasico en la Provincia de Alicante (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1912, pp. 451-456).

139. JIMENEZ DE CISNEROS (D.). — Noticia acerca del yacimiento fosilífero del Triásico superior de las Espejeras en el término de Agost (Alicante) (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1914, pp. 97-101).
140. — Excursion de Novelda à Abanilla (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1914, pp. 199-204).
141. — Sobre la existencia del Maestrichtiense en algunos puntos de la provincia de Alicante (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1914, pp. 273-280).
142. — Excursiones por los alrededores de Aspe (Alicante) (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist., nat.*, 1915, pp. 213-216).
143. — Noticia acerca de la existencia de la *Spiriferina Mörschi* HAAS y de la *Sp. alpina* OPPEL en los depósitos del Lias español (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1915, pp. 436-442).
144. — Geología y paleontología de Alicante (*Trab. del Mus. Nac. de Cienc. Nat.*, ser. geol., n° 21, Madrid, 1917).
145. — Noticia acerca de una especie del genero *Zeilleria* encontrada en el Maestrichiense de la Provincia de Alicante. Encuentro de una pequeña mancha del Liasico medio al S.O. de Ceravaca (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1917, t. XVIII, pp. 421-423).
146. — Especies nuevas o poco frecuentes en la fauna del Secundario de España (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1918, t. XVIII, pp. 223-226).
147. — Especies nuevas o poco conocidas de la fauna fósil de España (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1918, t. XVIII, pp. 277-280).
148. — Especies nuevas o poco conocidas de braquiópodos liasicos del S.E. de España (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1918, t. XVIII, pp. 319-322).
149. — Algunos fosiles de los alrededores de Alcoy (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1919, pp. 294-296).
150. — Sobre la existencia en España de la *Zeilleria Hierlatzica* OPPEL (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1919, t. XIX, pp. 348-349).
151. — Noticia acerca del encuentro de numerosos yacimientos del Liasico medio alpino en el S.E. de España (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1920, t. XX, pp. 226-236).
152. JOLY (Henri). — Sur la géologie et la géographie physique de la dépression du Rio Guadiato (Sierra Morena) (*C. R. Ac. Sc.*, 1921, t. CLXXII, p. 811).
153. KILIAN (W.). — I. Le Gisement tithonique de la Fuente de los frailes. II. Etude paléontologique sur les terrains secondaires et tertiaires de l'Andalousie (*Mission d'Andalousie*, Paris, 1889, pp. 581-715).
154. KILIAN (W.) et FALLOT (P.). — Sur l'existence et les faciès de divers étages jurassiques dans la province de Taragone (*C. R. Ac. Sc.*, 1920, t. CLXXI, p. 19).
155. LANDERER (J.-J.). — El piso tenénico o urgo-aptense y su fauna (*An. Soc. Esp. Hist. nat.*, Madrid, 1874).
156. — Ensayo de una descripción del piso tenénico (*An. Soc. Esp. Hist. nat.*, Madrid, 1878).
157. LEMOINE (Paul) et DOUVILLÉ (Robert). — Sur le genre *Lepidocyclus* GUMBEL (*Mém. Soc. Géol. Fr. Paléont.*, n° 22, Paris, 1904).
158. LERICHE (M.). — Note sur les poissons néogènes de la Catalogne (*B. S. G. F.* (4), 1910, t. X, p. 471).
159. LOZANO (Rafael Sanchez). — Datos para el estudio de la region hullera de la Provincia de Burgos (*Bol. Inst. Geol. Esp.* (2), 1918, t. XIX).
160. MENGAUD (L.). — Terciario de la Provincia de Santander (*Bol. Real. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1910, p. 301).
161. MENGAUD (L.). — Note sur le Crétacé et le Tertiaire de la côte cantabrique (*C. R. A. F. A. S.*, Congrès de Dijon, 1911).
162. — Contribution à l'étude du Wealdien de la province de Santander (*C. R. Ac. Sc.*, 1913, t. CLVI, p. 1279).
163. — Sur l'Aptien inférieur marneux de la Province de Santander (*C. R. Ac. Sc.*, 1913, t. CLVII, p. 1549).
164. — Crétacé du Sud de Comillas (*C. R. Ac. Sc.*, 1914, t. CLVIII, p. 143).
165. — Recherches géologiques dans la région Cantabrique (Paris, Hermann, 1920, 348 pages, 18 planches).
166. NICKLÈS (R.). — Sur l'existence du phénomène de charriage en Espagne dans la zone subbétique (*B. S. G. F.* (4), t. IV, p. 223).

167. NICKLÈS (R.). — Sur l'existence de phénomènes de recouvrement dans la zone subbétique (*C. R. Ac. Sc.* (2), 1902, t. XXIV).
168. — Contribution à la Paléontologie du S.E. de l'Espagne (*Mém. Soc. Géol. Fr.*, 1890-1894, t. IV).
169. — Etudes géologiques sur le S.E. de l'Espagne (thèse, Paris, 1891).
170. PALACIOS (Pedro). — Un afloramiento de Basalto en el terreno cretaceo de Navarra (*Bol. Inst. Geol. Esp.*, 1916, t. XVII).
171. ROMAN (Fr.). — Nouvelles observations sur les faunes continentales tertiaires et quaternaires de la basse vallée du Tage (*Communic. do Servico geologico de Portugal*, 1917, t. XII, p. 70).
172. ROYO-GOMEZ (J.). — Los yacimientos wealdicos del Maestrazgo (*Bol. Real Soc. Esp. Hist. nat.*, 1920, t. XX, pp. 261-267).
173. — La Sierra de Altomira y sus relaciones con la submeseta del Tajo (*Trab. del Mus. Nac. de Cienc. Nat.*, sér. geol., n° 27, Madrid, 1920).
174. — Les peces fósiles de los aljezares de Teruel (*Bol. R. Soc. Esp. Hist. nat.*, 1921, t. L, pp. 19-33).
175. RUBIO (César) y MARIN (Augustin). — Sales potásicos de Cataluña (*Bol. Inst. Geol. Esp.* (2), 1918, t. XIX).
176. SAN MIGUEL DE LA CAMARA. — Estudio petrográfico sobre algunas rocas de San Andrés de Llovaneras (Barcelona) (*Arxius de l'Institut de Ciències*, Any V, n° 1, 1917, p. 286).
177. — Nota petrográfica sobre algunas rocas eruptivas de Castellón y Valencia (*Mem. Real. Ac. Ciencias y Artes Barcelona*, 1920, vol. XVI, n° 7).
178. — Nota sobre las rocas de las minas del Priorato (Tarragona) (*Mem. Real. Ac. Ciencias y Artes Barcelona*, 1920, vol. XVI, n° 6).
179. TERMIER (Pierre). — Les Problèmes de la Géologie tectonique de la Méditerranée occidentale (*Rev. Gén. des Sc.*, 1911, t. XXII, p. 225).
180. TERMIER (Pierre) et BERTRAND (Léon). — Sur la Tectonique du pays basque (*C. R. Ac. Sc.*, 1911, t. CLIII, p. 919).
181. TORNUST. — Die Trias auf Sardinien und die Keupertransgression in Europa (*Zeitschr. der d. geol. Gesellsch.*, Protokoll, 1904, vol. LVI, p. 151).
182. — Beiträge zur Geologie der westlichen Mittelmeerländer. III. Die carbonische Granitbarre zwischen den oceanischen Trias Meer und den europäischen Trias Binnenmeer (*Neues Jahrb. f. Min.*, Beil. Bd. XX, 1915, p. 466).
183. VIDAL (L.-M.). — Datos para el conocimiento del terreno garumnense de Cataluña (*Bol. Com. Mapa Geol.*, t. I, p. 209).
184. — Geologia de la Provincia de Lerida (*Bol. Com. Mapa Geol.*, 1875, t. II, p. 273).
185. — Nota acerca del sistema cretaceo de los Pirineos de Cataluña (*Bol. Com. Mapa Geol.*, 1878, t. IV, p. 257).
186. — Reseña geológica y minera de la Provincia de Gerona (*Bol. Com. Mapa Geol.*, 1886, t. XIII, p. 209).
187. — Comptes Rendus d'excursions (*B. S. G. F.* (3), 1898, t. XXVI).
188. — Nota paleontológica sobre el Cretaceo de Cataluña (*Ass. Esp. Progr. Ciencias*, Congreso de Séville, 1911; Barcelona, 1917).
189. — Segunda nota paleontológica sobre el Cretaceo de Cataluña (*Buttl. Inst. Cat. Hist. nat.*, 1921, 2° sér., vol. I, n° 2, p. 56, 3 planches) (Senonien, Campanien, bivalves et brachiopodes).
190. VILANOVA (Juan). — Ensayo de una descripción geognostica de la Provincia de Teruel, (1843, 312 pages).
191. — Reseña geológica de la Provincia de Valencia (*Bol. Soc. Geogr.*, 1881-1884, t. X-XIII).
192. VILANOVA (Jose). — Datos geológicos de la Provincia de Valencia (*Bol. Com. Mapa Geol.*, 1881, t. VIII).
193. VILASECA (Salvador). — Contribució al estudi dels Terrenys Triasics de la province de Tarragona (*Trab. del Mus. de Cienc. Nat. de Barcelona*, 1920, vol. VIII, 66 pages, 3 planches).
194. WURM. — Beiträge zur Kenntniss der Trias von Katalonien (*Zeitschr. der d. geol. Ges.*, 1919, t. LXXI, p. 153).

PLANCHE I

PLANCHE I

FIG. 1. — *Panorama de la Sierra Burghesa, au N.O. de la baie de Palma.*

Les crêtes de l'arrière-plan sont constituées par le Jurassique de la Sierra. La région boisée comprise entre elles et la mer correspond au Miocène du château du Bellver, que l'on voit dominer la forêt de pins. La cuvette de San Muntaner et les dépôts crétacés et nummulitiques qu'elle contient se trouvent en arrière et à droite de la colline de Bellver.

La droite de la photographie montre les falaises, taillées dans les alluvions quaternaires qui bordent le pied méridional de toute la Sierra

FIG. 2. — *La ville de Soller et le massif du Puig Mayor.*

Le P. Mayor est le sommet culminant. A droite, on observe le bord de l'arête de la Sierra Bonnaba. A gauche et en avant du Puig, la montagne de Sa Comuna correspond à l'échelle décrite au chapitre XV. La ville elle-même est construite en majeure partie sur des alluvions très fertiles, plantées d'orangers.

PHOTOGRAPHIES TRUYOLS, PALMA.



1



Photo. Truvel. Palma

Imp. Tortellier et Cie

2

PLANCHE II

PLANCHE II

FIG. 1. — *L'île Dragonera et l'îlot de Pantaleu (marés), vus de la plage de San Telmo.*

La photographie est prise du S.-E. Les couches formant l'île pendent vers l'opérateur.

FIG. 2. — *L'île Dragonera, vue des falaises du Puig Bachas.*

Cette vue, prise perpendiculairement à la précédente, montre le profil de l'île. Voir page 274, figures 131 à 133.

Au premier plan, on distingue un rocher blanc de la falaise du Puig Bachas, derrière lequel apparaît partiellement le vallon néogène de Sa Trapa.

FIG. 3. — *Vue de San Telmo, prise de l'îlot de Pantaleu.*

Derrière le bois de pins que l'on aperçoit au voisinage de la mer, se trouve la fenêtre mentionnée page 272. Les sommets apparaissant derrière les maisons sont le Puig Sas Vel-las et, à gauche, l'arête du Puig Sas Fitas. Le couloir à l'aplomb des maisons est celui du Puig Sas Vel-las où s'écrase le Crétacé que nous supposons (pl. 1, profil VI) passer sous le Puig Blanch. Celui-ci se voit à droite de la photographie, derrière le bombement surbaissé de la droite du bois, qui est le Puig Perchota.

PHOTOGRAPHIES TRUYOLS, PALMA.



1



2



3

PLANCHE III

PLANCHE III

FIG. 1. — *La dépression néogène d'Estallenchs.*

A droite et au fond, s'élèvent les collines de Trias de la Série I qui bordent la mer. Le village est bâti sur le Néogène de la même unité tectonique, qui disparaît sous le Trias et le Jurassique du Puig Galatzó, dominant à gauche par des parois abruptes et des pentes boisées la vallée d'Estallenchs.

FIG. 2. — *L'arête de la Tour de Bañalbufar.*

En aval de la tour qui se profile sur le ciel, affleurent les sédiments triasiques de la Série I. On distingue entre les arbres, dans les falaises du premier plan, le Werfénien. Le petit col où passe la route entame le Néogène. La paroi qui, à droite, domine tout le versant, est formée par le Trias et le Lias de la lame de Cana Lluïsa (voir fig. 89, p. 213).

FIG. 3. — *Néogène de la Cala de Bañalbufar, reposant sur le calcaire du Lias.*

Le Néogène est dominé à peu de distance par le Trias du P. Planas. Vue prise entre les profils IV et V, fig. 91, p. 217.

FIG. 4. — *Détail de la fenêtre de Puigpuñent.*

Les pentes plantées d'oliviers correspondent au Néogène de la fenêtre. La paroi qui les domine appartient à la lame de Cana Lluïsa, au pied même de cette finca.

FIG. 5. — *Couches redressées du Crétacé inférieur et du Barrémo-Aptien de Cala Blanca de Camp del Mar.*

A droite, on distingue les couches de l'Oligocène transgressif (voir p. 114, fig. 43, et p. 250).

FIG. 6. — *Le petit massif du Peñon de Son Orlandis reposant sur l'Aptien à Céphalopodes.*

Vue prise du flanc de la Serreta Cala Blanca.



1



*Trias
charrié
Néogène*

*Trias inf.
(Série I)*

2



3



4



5



6

PLANCHE IV

PLANCHE IV

FIG. 1. — *Le Morro de la Vaca, vu de la Calobra.*

La masse des calcaires inclinés au S.E. est liasique. Dans l'ensellement qui sépare le Morro du massif côtier lui-même, on relève la coupe donnée page 324, figure 151.

FIG. 2. — *La côte de l'île, vue des abords de Miramar.*

Toute la partie inférieure du versant est formée par la Série II. Le Néogène constitue la zone à topographie relativement adoucie où sont construites les fincas de Miramar et Son Marroig. On aperçoit, dominant Son Marroig, le Trias charrié mentionné page 300 et figure 141. Quant à Foradada, son pédoncule est en Trias pendant au N.E., mais la partie terminale, percée, est sans doute néogène (v. p. 300).

PHOTOGRAPHIES TRUYOLS, PALMA.



1



Foradada —

Trias
charrie
Néogène de
Son Marroig

2

PLANCHE V

PLANCHE V

FIG. 1. — *Le versant de Son Rullan et Deya, vus du Puig Gros.*

La route sinue sur le Miocène, dominé et recouvert par le Trias du socle du Teix.

FIG. 2. — *Puig l'Ofre, vu du Castell d'Alaró.*

Le Puig l'Ofre, en cône irrégulier, se montre différent, par les lignes adoucies de sa silhouette (dolomies du Trias), du massif du Puig Cuba qui apparaît à droite et sur les calcaires liasiques duquel repose le Trias charrié.

FIG. 3. — *Le Synclinal de l'Ofre, vu des abords de la cote 850.*

A droite, Sierra Alfabia. A gauche, arête de la cote 1000. L'une et l'autre étant formées de Lias massif, le synclinal qui les sépare est en majeure partie formé de Lias supérieur.

FIG. 4. — *Le Puig Mayor et les écaillés bordant au N.O. le synclinal l'Ofre-Aumallutx.*
Vue prise de l'extrémité N.E. de la Sierra Alfabia.

FIG. 5. — *Le massif conique de Trias charrié du Puig l'Ofre.*

Il repose sur le Nummulitique, le Lias supérieur et le Lias moyen du synclinal l'Ofre-Aumallutx. La base mylonitisée du Trias est marquée par la lettre T; l'Oligocène par O. A droite, arête de la cote 1000, sur laquelle repose la masse charriée et qui réapparaît à l'arrière-plan à gauche, de l'autre côté du Puig. En avant et à droite, anticlinal accessoire de la cote 850 s'enfonçant sous le Trias charrié. Au premier plan et à gauche, bordure N.O. du synclinal, formée de Lias calcaire rompu en imbrications de détail qui se retrouvent au premier plan de la figure 4.



1



2



3



4



5

PLANCHE VI

PLANCHE VI

FIG. 1. — *Le Puig Mayor et le massif calcaire de l'échelle inférieure, vus des abords de Cosconá.*

On distingue le cañon du Torrente de Pareys, dans les lapiez. Au premier plan, reliefs adoucis du Lias supérieur.

FIG. 2. — *La « Costa Brava », au N. du Puig Mayor.*

Le massif de Sa Costera, Tuent, le Morro de la Vaca, constitués en majeure partie par la carapace de Lias moyen de l'échelle inférieure, dominant la mer par des falaises qui atteignent plus de 200 mètres en certains points.

FIG. 3. — *Le Puig Massanella, vu du sommet de Tossals Verts.*

Le Puig Massanella se voit à l'arrière-plan. A droite est la dépression d'El Bosque, cachée par la petite montagne calcaire qui, au second plan, comporte l'imbrication de Tithonique indiquée en $x = 7^{\text{e}} 20 + 4100$; $y = 44^{\text{e}} 20 + 00$. Au premier plan, marno-calcaires du Lias supérieur et du Bajocien, du sommet dont la coupe est donnée page 361, figure 180.

FIG. 4. — *Extrémité N.O. du Puig d'Alaró.*

L'échelle de Trias et de Lias, amincie, chevauche le Néocomien, l'Oligocène et une lame de Lias, de la Série II.

FIG. 5. — *Le Puig de S'Oncadeña (à gauche) et le Castell d'Alaró (à droite), vus du S. du Puig l'Ofre.*

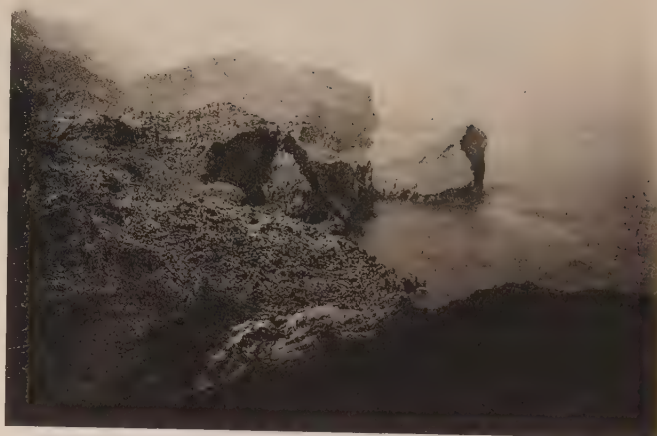
La partie terminale de la montagne est constituée par du calcaire du Lias. Celui-ci repose sur le Nummulitique par l'intermédiaire d'une puissante masse de Trias. Au premier plan, aire près de laquelle se trouve le gisement de fossiles aaléniens indiqué figure 32, page 58.

FIG. 6. — *Les conglomérats du sommet de Foradada.*

Dans le fond, la falaise de Pedriza, en partie liasique, mais où se retrouve peut-être du Néogène faisant suite à celui du pied de Son Marroig.



1



2



3



4



5



6

PLANCHE VII

PLANCHE VII

FIG. 1. — *Lapiez miocène de Biniöldó.*

On distingue dans la roche quelques fragments de silex dont la présence permet à première vue de distinguer ici le Miocène du Lias moyen.

FIG. 2. — *Cote 734, entre le Puig Caragolé et l'Abanó.*

Le sommet de la colline est constitué par du Lias reposant sur du Trias plus sombre et lité en bancs horizontaux. Le tout est charrié sur le Néogène, du fond de Mortitx, plus clair. Cette superposition est encore plus nette au flanc du P. Caragolé, qui se trouve immédiatement à gauche, mais que le format du cliché n'a pas permis de figurer.

FIG. 3. — *Cala Vall de Boca.*

A gauche, versant S.E. de la Sierra de Cavall Bernat. Au fond, marnes néogènes, supportant le Trias de l'imbrication composée de Trias et de Lias, du Morral.

FIG. 4. — *Dépression réunissant la Cala Pi de la Posada à la Cala Figuera, près du Cabo Formentor.*

Le fond du vallon est taillé dans le Néogène. A l'arrière-plan, le sommet incliné du Fumat montre le Trias et le Lias de la dernière imbrication appuyés sur ce Néogène (voir profil LX, pl. 8).

FIG. 5. — *Le Trias douteux de Can Ferrer.*

Vue de la partie du massif de San Antoni qui se trouve au N.E. de la route royale de Pollensa, prise de Can Ferrer. Les parties sombres sont formées de dolomies d'âge douteux (voir p. 39). Les parties claires sont des calcaires sans doute liasiques.

FIG. 6. — *Le versant S.E. de la Sierra Burguesa, vu des abords de Son Singata.*

La finca qui s'élève sur une colline entre les arbres est bâtie sur du Tithonique et du Néocomien. La fenêtre de Son Vida se trouve en arrière, au fond du ravin qui s'ouvre au N.O. de la maison.



1



2



3



4



5



6

PLANCHE VIII

PLANCHE VIII

FIG. 1. — *Le Puig Pollensa, vu du Calvaire de Pollensa.*

A droite, le Néogène de base, cultivé, supporte le Trias, boisé, incliné et recouvert par le calcaire sans doute liasique qui constitue tout le sommet de la montagne (voir p. 409, fig. 203).

FIG. 2. — *Lapiez dans les calcaires du Lias moyen en amont du Torrente de Pareys.*

La vue est prise des abords de Casas Novas, où ce Lias supporte, outre sa couverture normale de Néogène, le Trias et le Lias de la Série II. Ces parois atteignent déjà ici plus de 150 mètres. Les lapiez sont sculptés en reliefs énormes, infranchissables.

PHOTOGRAPHIES TRUYOLS, PALMA.



1



2

PREMIÈRE PARTIE

ESQUISSE OROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

DÈS ILES BALÉARES

Les relations de l'archipel Baléaire avec la Péninsule espagnole apparaissent à première vue, lorsque l'on consulte une carte indiquant les profondeurs de la mer aux abords de la côte. On constate en effet que, depuis l'extrémité du Cabo de la Nao, un seuil sous-marin prolonge sur plus de 250 kilomètres en direction S.O.-N.E. le faisceau de chaînons montagneux de la Province d'Alicante.

Séparé de la côte par un chenal où la mer atteint des profondeurs de 1.000 mètres, dominant par son versant sud les grands fonds de cette partie du bassin, ce seuil est partout assez prononcé pour que la tranche d'eau qui le recouvre n'excède guère 500 mètres ; en trois points il dépasse la surface de la mer, déterminant ainsi les trois groupes d'îles d'Ibiza, de Majorque et de Minorque, qui culminent respectivement aux altitudes de 475 mètres, 1.443 mètres et 358 mètres. A partir de Minorque, le seuil s'atténue et cesse d'accidenter de façon perceptible le fond de la mer à 60 kilomètres au N.E. de cette île.

L'unité orographique apparente de cet archipel fait illusion dès l'abord, mais une étude même superficielle montre de grandes différences entre les éléments qui le composent.

Ibiza, à laquelle est rattaché l'îlot miocène et quaternaire de Formentera, s'allonge à peu près dans le sens du seuil qui la porte et émerge sur 37 kilomètres de long et 15 de large. Deux massifs montagneux groupent, à chaque extrémité du grand diamètre, de petits chaînons orientés S.O.-N.E. Un large ensellement les sépare. Bien que l'érosion ait sculpté de façon extrêmement irrégulière et variée l'ensemble des collines de l'île, une étude attentive permet de retrouver de part et d'autre de la dépression médiane la continuation d'une série d'accidents géologiques qui présentent la direction dominante du seuil sous-marin, et qui affectent sous forme d'imbrications tous les terrains représentés, savoir : le Trias supérieur, le Jurassique supérieur, le Crétacé inférieur et moyen et le Néogène inférieur. Ces caractères géologiques donnent à Ibiza un type très particulier que complète la grande extension prise au Sud de l'île par des formations quaternaires qui, tantôt émergées comme celles du cabo Falco, tantôt réduites à un chapelet de brisants et d'écueils, la relie à la masse rase et surbaissée de Formentera, îlot en partie miocène.

Les géographes appellent Pithyuses le groupe de ces deux îles et des îlots qui leur font cortège, par opposition aux Baléares proprement dites qui sont, pour eux, Majorque et Minorque.

Majorque, la plus grande des îles de tout l'archipel, s'élève à 80 kilomètres au N.E. d'Ibiza ; grossièrement rectangulaire, elle est échancrée au S.O. d'une large baie au fond de laquelle est construite sa capitale Palma, et à son extrémité N.-E. de deux autres golfes géminés qui en sont le symétrique. Une longue et haute chaîne de montagnes suit sur toute sa longueur, c'est-à-dire sur près de 90 kilomètres, la côte septentrionale de l'île qui est orientée du S.O. au N.E. Une série de massifs montagneux moins importants et plus irrégulièrement modelés borde de même la côte méridionale, depuis la région de Felanitx jusqu'à celle d'Arta. Entre ces deux zones de montagnes s'étend la dépression médiane de l'île qui est principalement constituée par des sédiments tendres du Miocène et par des alluvions quaternaires entamés par les cours des

torrents descendus de la Sierra. Toutefois cette « plaine tertiaire » comme on l'appelle ordinairement n'est pas uniforme, et deux petits massifs en émergent, l'un, celui du Puig de Randa, à 22 kilomètres au S.E. de Palma, l'autre, celui plus complexe de Petra, vers le centre de l'île.

Majorque présente une assez grande analogie avec Ibiza, quant à sa structure géologique et quant aux terrains qui prennent part à sa constitution.

Le Trias est ici complet et ses assises supérieures y présentent les mêmes faciès de marnes irisées et de dolomies qu'à Ibiza, le Jurassique comporte ses termes liasiques et oolithique inférieur, qui sont à la vérité inconnus dans les Pithyuses, mais le Tithonique, le Crétacé inférieur et moyen ont entre les deux îles de grandes ressemblances ; nous avons des raisons de croire que le faciès lacustre de l'Oligocène a été représenté à Ibiza comme il l'est dans la Grande Baléare ; quant au Néogène inférieur, il est tout à fait semblable si l'on considère ce terrain dans la Sierra de Majorque, et ce n'est que dans la plaine médiane de cette île que nous aurons à le décrire sous un faciès qui se rapproche des Mollasses calcaires connues depuis longtemps à Minorque, et que NOLAN a signalé aussi à Formentera.

Au point de vue tectonique, Majorque comme Ibiza a été le théâtre de phénomènes orogéniques violents dont les phases principales se placent avant l'Oligocène et surtout après le Burdigalien. La Sierra de Majorque se montre en effet constituée par un système d'imbrications complexes qui paraissent appartenir à trois séries ou nappes superposées, poussées les unes sur les autres du S.E. vers le N.O. Les montagnes de la Sierra de Levante présentent encore plus nettement les caractères d'un « pays de nappes », en sorte que toute l'île de Majorque peut être considérée comme continuant vers le N.E. sinon les éléments tectoniques même que l'on observe à Ibiza, du moins l'ensemble orogénique dont fait partie cette île.

Minorque au contraire réunit des caractères fort différents de ceux que l'on vient de voir. Allongée du N.O. au S.E., elle n'offre que des reliefs insignifiants, adoucis, comme il arrive dans les topographies anciennes. Une large bande de Miocène transgressif, horizontal ou à peine gauchi et coupé de petites failles, la borde au S.O. La zone qui ne comporte pas de sédiments tertiaires est constituée par des terrains dévonien, fait unique dans la partie émergée des Baléares, et par des assises triasiques dont les termes supérieurs montrent un faciès assez différent de celui qui est connu dans le reste de l'archipel. Le Lias existe, mais le Tithonique paraît manquer et le Néocomien très réduit ne révèle plus les caractères de mer profonde que nous lui connaissons dans les autres îles. Enfin, hors les Mollasses calcaires du Néogène inférieur que nous venons de mentionner sur la bordure S.O. de Minorque, les terrains tertiaires y sont jusqu'ici inconnus.

Les accidents sans doute anté-burdigaliens qui affectent les sédiments de la zone N.E. paraissent, autant qu'une rapide excursion nous a permis de l'observer, révéler, sous forme de cassures ou de légers chevauchements, une poussée venue de l'Est.

En dépit des distinctions toutes verbales des géographes, il semble donc que ce soient Ibiza et Majorque qui forment un ensemble homogène quant à sa nature géologique et que Minorque au contraire représente dans l'archipel Baléare un débris isolé d'un élément structural tout à fait différent, ainsi que SUESS l'a déjà établi [79].

Nous aurons à revenir, dans la partie de cet ouvrage où nous ferons la description sommaire de l'île d'Ibiza et de celle de Minorque, sur les principales particularités de ces deux régions. Nous nous bornerons donc ici à donner un aperçu de l'orographie et de la géologie de Majorque afin de rendre intelligible sans autre préliminaire l'étude stratigraphique de sa chaîne principale qui ouvre notre Mémoire et servira de base à la description géologique détaillée qui lui fait suite.

Le trait essentiel de la géographie de Majorque est la répartition de ses chaînes de montagnes. Ce sont elles qui par leurs roches plus résistantes ont provoqué l'individualisation des quatre grands promontoires qui forment les angles de l'île : promontoires d'Andraitx et d'Alcudia-

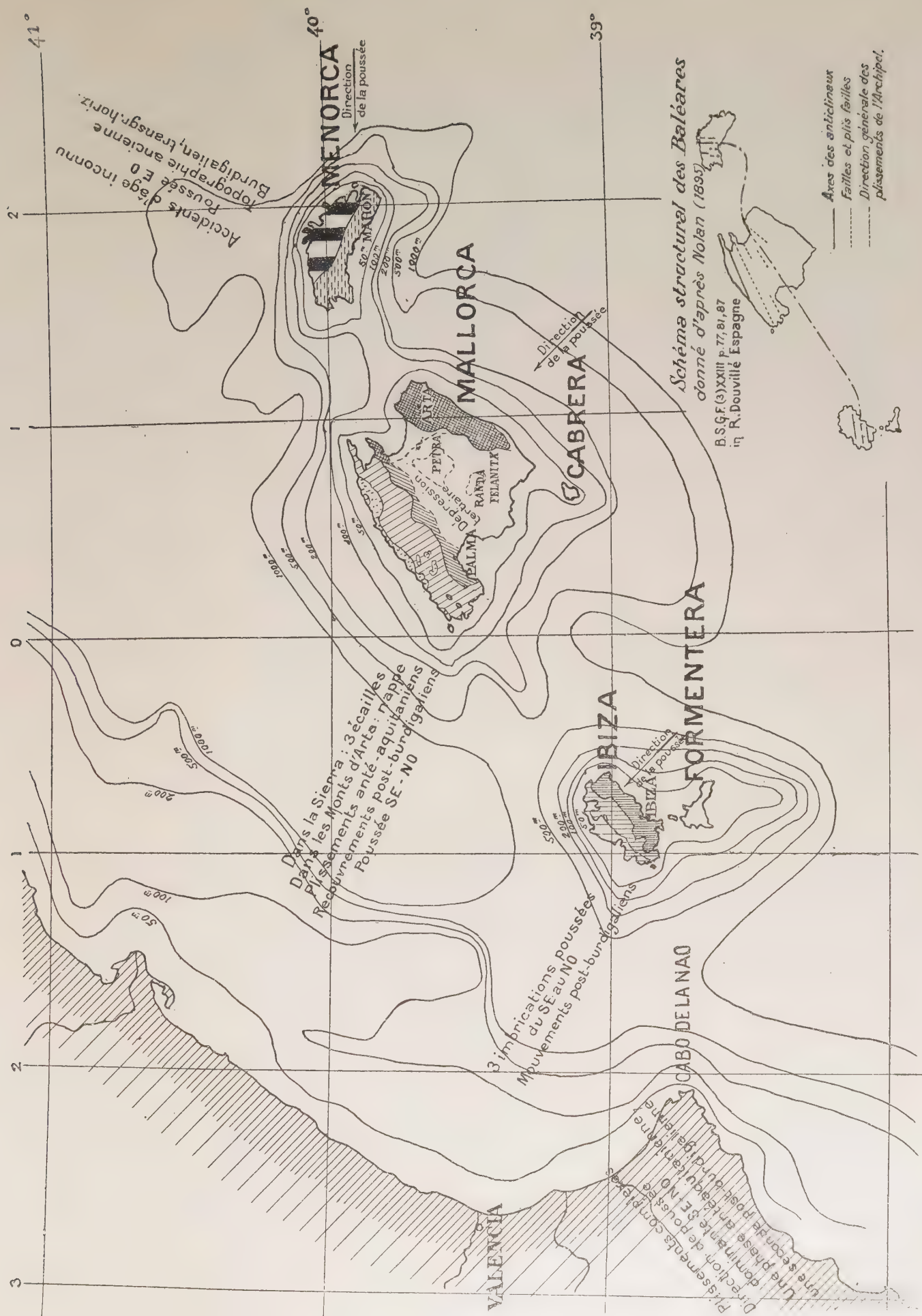


Fig. 1. — Esquisse d'ensemble de l'archipel balear. (Ech. 1/2.000.000^e).

Pollensa aux deux extrémités de la Sierra principale; île de Cabrera, cap de las Salinas et massif d'Arta au S.O. et au N.E. de la Sierra de Levante. C'est d'elles que dépendent le régime hydrologique, la répartition des cultures et par conséquent celle de la population; c'est d'elles que dépendent les qualités des baies et des ports.

La Sierra de Levante forme une zone de collines ne dépassant pas 5 à 600 mètres d'altitude qui s'étend des abords de Santañy, au sud de l'île, à ceux de Manacor. Auprès de cette ville, l'altitude s'abaisse, et la chaîne est interrompue par une dépression transversale, aboutissant au Puerto de Manacor. Au N.E. de cette large vallée, les montagnes s'élèvent de nouveau et constituent sur 20 kilomètres de long et près de 15 kilomètres de large le massif d'Arta. La Sierra de Levante proprement dite est constituée par une nappe charriée découverte et décrite en 1913 par M. DARDER [17, 19]. Cette nappe comporte principalement des dolomies que nous attribuons au Trias et qui reposent sur de l'Eocène supérieur ou du Crétacé, suivant les endroits. Localement, des restes de la couverture du Trias charrié ont été conservés, tels ceux du château de Santueri et de S. Salvador. Le sol de toute cette région est d'une grande âpreté, partout où l'érosion, creusant des fenêtres dans la masse charriée, n'a pas permis aux cultures de s'établir sur le Tertiaire ou le Néocomien du substratum. Les sources font à peu près totalement défaut. Le massif d'Arta, moins entamé par l'érosion, montre encore un ensemble de montagnes plus escarpées et dans lesquelles la part qui revient aux terrains de la couverture du Trias charrié est beaucoup plus importante, mais où le même régime tectonique affecte à peu près les mêmes terrains.

Dans son ensemble, cette Sierra de Levante est un peu plus inclinée sur le méridien que la Sierra principale, en sorte que la dépression tertiaire médiane occupe entre elles un plus large espace au S.O., dans la région de Palma, que vers le N.E., où elle est réduite à former le fond du golfe d'Alcudia. La moins accidentée, la plus fertile des régions de l'île, cette dépression médiane offrirait les possibilités d'une importante étude du Tertiaire si des dépôts quaternaires, formés tantôt d'alluvions, tantôt de grès calcaires à *Helix*, analogues à la « Panchina » des Italiens, ne le recouvraient presque partout d'un manteau impénétrable. Les massifs de Randa et de Petra, qui émergent de ces formations tertiaires, sont encore fort peu connus, car depuis HERMITE, personne n'en a entrepris une étude attentive. Aussi bien, la Sierra principale attire-t-elle tous les regards et toute la curiosité des naturalistes ou des voyageurs par son harmonieuse beauté.

Vue du Puig de Randa, ou d'un point quelconque, tant soit peu élevé, du centre de l'île, elle apparaît comme une longue arête irrégulièrement déchiquetée, qui s'élève brusquement de la plaine et barre tout l'horizon septentrional de ses montagnes blanches, âpres, partiellement boisées de pins ou de chênes verts. Divers segments s'y distinguent dès l'abord. Ce sont : au S.O. l'ensemble des montagnes du nord de la baie de Palma, constituant le promontoire d'Andraitx, dont le Puig Galatzó (1.024 mètres) est le sommet le plus élevé. A ce premier ensemble fait suite une profonde entaille occupée par le charmant village d'Esporlas. La ligne de faite s'abaisse au col qui domine cette localité, jusqu'au dessous de 350 mètres d'altitude. Cet ensellement est séparé d'une seconde coupure presque aussi profonde par un petit massif dont le sommet le plus élevé, le Puig Boxos, atteint à peine 695 mètres. En face de cette double dépression s'étend un vaste cône d'alluvions disproportionné par rapport aux torrents actuels et qui mord profondément sur le contour apparent de la Sierra. Le second col, qui est occupé par le village et la Chartreuse célèbres de Valldemosa, est dominé au N.E. par le massif du Teix (1.064 mètres), auquel fait suite toute la partie haute de la chaîne avec les sommets du Puig l'Ofre (1.064 mètres), du Puig Mayor (1.443 mètres) et du Puig Massanella (1.350 mètres). Un nouveau col entame ensuite la Sierra, aux deux tiers de sa longueur environ, et correspond à la dépression du Monastère de Lluch. Un dernier sommet important, le Puig Tomir (1.100 mètres), se découpe encore sur le ciel, puis, graduellement, le niveau de la chaîne s'abaisse, et ce ne sont plus que des rochers de 4 à 500 mètres qui bordent et encadrent les deux baies jumellées de Pollensa et d'Alcudia.

Si une vue d'ensemble prise ainsi à distance donne nettement l'impression que cette chaîne

dentelée est bien une *Sierra* dans le sens géographique du terme, une vue oblique, vers le soir, lorsque le relief des montagnes se schématise et se fond dans une succession de plans bleutés, rend sensible, de façon parfaite, le type de sa structure. L'observation peut être faite de l'une des tours ou d'un des toits de Palma.

La chaîne n'apparaît plus uniquement découpée en dents de scie, mais formée d'une succession de chaînons parallèles qui s'étagent les uns les autres; ce sont autant de vagues de pierres jaillies de la plaine et qui s'alignent pressées, s'élevant à l'assaut de quelque obstacle formidable, déjà déferlantes vers le N.O., et figées dans un élan immobile et puissant qui paraît menacer le ciel; toutes ces vagues apparaissent comme autant d'écailles ou d'imbrications appuyées les plus méridionales contre les plus septentrionales. Cet aspect, que revêt la partie centrale de la Sierra, demeure à peu près constant jusqu'à son extrémité N.E., mais en certains points, comme vers les montagnes d'Alaro, il s'exagère jusqu'à donner l'impression de chevauchements importants, dont nous montrerons d'ailleurs que l'étude détaillée du terrain établit l'existence. Mais les montagnes les plus propres à établir le véritable style tectonique de la chaîne et à mettre en lumière des phénomènes de charriage, comportant des déplacements de 10 ou 15 kilomètres, sont celles du promontoire même d'Andraitx. On en peut avoir une première idée si, de l'observatoire choisi, en considérant la puissante masse de calcaires du Puig Ram, on songe que, sous les assises triasiques presque horizontales qui la supportent, apparaissent des conglomérats et des marnes fossilifères du Burdigalien.

Toute la chaîne, que l'on voit ici par sa partie interne, est tranchée par la côte à peu près selon une de ses génératrices. Que ce soit dans la zone où elle montre des recouvrements caractérisés, ou dans celle où elle ne révèle guère que des imbrications plus ou moins redressées, des pentes étroites et abruptes séparent les plus hautes montagnes du rivage. Cette côte septentrionale, où des falaises verticales de 3 ou 400 mètres alternent avec des versants boisés de chênes sombres et des rochers blancs ou cuivrés qui plongent dans le bleu velouté de la mer, cette « Costa brava », comme l'appellent les Majorquains, constitue une des merveilles de la Méditerranée et attire à juste titre tous les artistes.

En 1914, nous avons défini les éléments structuraux de l'extrémité de la chaîne comprise entre Esporlas et Andraitx, en y distinguant trois lames ou nappes superposées, apparemment poussées du S.E. vers le N.O.

La plus inférieure, à laquelle nous avons donné le nom de série I, forme en majeure partie le bas des versants septentrionaux des montagnes; la mer la baigne, et quelquefois la cache. On y note la présence du Trias inférieur, de petits affleurements très réduits de Jurassique et d'une importante masse de conglomérats, grès et marnes du Néogène inférieur, en général couverts de cultures.

Sur cette série inférieure repose une puissante succession de couches du Trias moyen et supérieur et de calcaires jurassiques qui constitue la partie principale des montagnes bordant la côte : Puntals, Puig Galatzó, Puig Esclop, etc., et la totalité de celles qui occupent le milieu de la chaîne. En certains points, les terrains plus récents que les calcaires massifs du Jurassique ont été conservés, à la faveur de replis plus ou moins complexes, et on peut alors constater — Puig Esclop, Galilea, etc., — que la série II comporte un Lias supérieur marno-calcaire, à Céphalopodes, un Jurassique moyen également fossilifère, du Tithonique, un Crétacé complet du Valanginien au Gault inclus, puis enfin un ensemble de formations détritiques où prédominent les poudingues à éléments noirs et qui doit être rapporté à l'Oligocène moyen ou supérieur. Le Miocène n'apparaît pas ici, sauf dans des points particuliers.

Cette série n'est affectée que de très faibles ondulations, mais un bombement transversal la relève assez fortement à la hauteur du Puig Ram, pour que les divers cours d'eau qui l'entament aient atteint en certains points son substratum, y déterminant des fenêtres tectoniques particulières.

rement suggestives, par lesquelles apparaît le Néogène de la série I. Telles sont celles de Puigpuñent, de Son Balaguer, d'Esporlas, de Son Cotoner, au pourtour du Ram. L'ennoyage de la masse charriée vers le S.O. est assez accentué pour que son substratum ne réapparaisse plus dans la région d'Andraitx, et que la côte soit formée dans cette partie de l'île par les termes supérieurs de la série II.

Les montagnes de la Sierra Burguesa qui dominent la Baie de Palma constituent le chaînon le plus interne de la Sierra de Majorque, et forment un élément tectonique distinct, superposé par chevauchement à la série II et que nous avons désigné, dès 1914, sous le nom de série III. La ligne de contact anormal qui sépare ces deux séries suit le tracé de la vallée longitudinale de Valldurgent, et la preuve du chevauchement est fournie par deux petites fenêtres qui s'observent au fond de deux bassins de réception de petits torrents nés dans la Sierra Burguesa, à Sa Viña et en amont de Son Vida. On verra, en regardant le petit schéma structural de la figure 2, que certaines des montagnes de la région d'Andraitx, telles la Sierra de Garrafa, la Serreta de Cala Blanca, semblent devoir être considérées comme des témoins de la série III pincés dans des replis de la série II.

Si la Sierra de Majorque se montre aussi simple dans cette partie de son étendue, elle se complique vers le N.E. de nombreux accidents de détail qui nous ont fait commettre diverses erreurs.

La série I y apparaît à la base des pentes septentrionales, sous forme d'un liséré continu qui se suit avec certitude jusqu'au N.E. de Deya, et peut-être jusqu'à la Muleta près Soller; mais, à partir de cette petite ville qui est bâtie dans une profonde dépression tapissée de Quaternaire, on en est réduit à rattacher hypothétiquement le massif de Balitx, de Sa Costera, de la Calobra, à la série inférieure, faute de pouvoir établir la continuité des accidents de part et d'autre de la dépression de Soller. Si l'on admet cette continuité qui paraît au moins vraisemblable, il en résultera que c'est encore à la série inférieure qu'appartiennent les assises de base des Puigs Roig et Caragolé, au N.E. du Torrente de Pareys, et que c'est en disparaissant sous les flots qu'elle vient se terminer dans les falaises vertigineuses du Puig Ternellas.

Dominant les assises de la série I, la série II forme toute la masse des montagnes les plus hautes et les plus étendues de la chaîne, depuis Esporlas au Cabo Formentor, et depuis le bord septentrional de la Sierra jusqu'aux plus internes de ses contreforts. Mais, au lieu de se présenter ici sous forme d'une nappe plus ou moins irrégulièrement gauchie, elle se montre affectée de tout un faisceau d'imbrications et de replis qui, au premier abord, semblent être autant d'unités structurales indépendantes. Telle avait été notre interprétation lorsque, poursuivant vers le N.E. l'étude des trois séries de la région d'Andraitx, nous avons tenté de leur identifier les trois écaillés superposées qui constituent le massif du Teix et les lames coincées entre la masse du Puig Mayor et la série I qui lui sert de substratum. On verra dans l'étude détaillée que nous donnons plus loin les raisons de ces distinctions et de ces assimilations. Qu'il nous suffise ici de donner les grandes lignes de l'allure de cette partie de la chaîne. La série II, qui conserve entre Esporlas et Valldemosa son allure tranquille, apparaît, de l'autre côté de ce col, fragmentée en deux écaillés qui se chevauchent, comme la plus inférieure chevauche la série I, pour former le Teix. Au N.E. de cette montagne, après un col par lequel passe la route de Palma à Soller, la série II forme le long chaînon de la Sierra Alfabia qui se poursuit par la Sierra Bonnaba et le Puig Mayor. A l'orient de cette arête, et parallèlement à elle, se dessine le synclinal de l'Ofre-Aumallutx, limité par une nouvelle arête, dont le point culminant est le Puig Cuba (1.100 mètres). Un nouveau synclinal complexe, accidenté de ruptures en écaillés, s'allonge au S.E. de cet ensemble de montagnes entre Buñola et Sollerich, mais à partir de ce lieu et vers le N.E., il est remplacé ou relayé par un ensemble d'imbrications très serrées qui constituent toute la partie de la chaîne comprise entre Aumallutx et la plaine médiane de l'île. Le Puig Tossals, le Puig Massanella (1.350 mètres) sont les sommets les plus élevés de cette région, qui se poursuit avec la même structure de l'autre côté de la dépression et du col de Lluch, jusqu'à Pollensa.

Le contact de cette série et de celle qui lui sert de base est jalonné par une bande plus ou moins complexe de terrains néogènes écrasés que l'on peut suivre depuis Esporlas, par Valldemosa, Deya, au flanc du Teix, puis au pourtour de Sa Comuna de Soller, au pied nord du Puig Mayor, où ce contact s'accidente de débris de lames de charriage. Sur tout ce front qui mesure plus de 20 kilomètres, la partie interne de la chaîne, fragmentée en la série d'écaillés dont il vient d'être fait mention, ne montre pas de fenêtre permettant d'apprécier l'amplitude des phénomènes de charriage. Il en est autrement à partir de l'est du Puig Mayor. La frange de Miocène, qui délimite la surface de contact anormal, dessine dans la dépression de Lluch un rentrant de plusieurs kilomètres et ne rejoint le bord de la côte que vers Ariant; et sur le Néogène de la série I, qui est largement mis à jour par l'érosion aux abords de Lluch, repose un témoin complexe formé par l'important massif des Puigs Roig et Caragolé, allongé, du S.O. au N.E., sur 4 à 5 kilomètres et large de 1 à 2.

Les éléments qui appartiennent à la série III sont plus irrégulièrement répartis et plus difficiles à identifier.

La Sierra Burguesa se termine, en effet, à la partie S.O. du grand cône d'alluvions qui mord sur le contour apparent de la chaîne, et cette formation récente en couvre le prolongement. Aux abords d'Alaró, à une quinzaine de kilomètres de Palma, la série III réapparaît et forme une puissante écaille chevauchant le bord méridional du synclinal de Buñola-Sollerich et à laquelle se rattache sans doute un curieux témoin de Trias et de Lias qui, à 6 kilomètres en avant du front actuel de cette écaille, repose sur le Lias supérieur et l'Oligocène du synclinal de l'Ofre-Aumallutx, et forme le Puig L'Ofre. A partir des abords de Lloseta, localité située 5 kilomètres à l'Est de Alaró, le sort de la série III devient très délicat à élucider. Elle disparaît en tout cas vers Moncor, et, seules, des collines tertiaires ou crétacées se rattachant à la série II émergent du Quaternaire de la dépression occupée par les localités de Selva, Inca, etc. Mais, au N.E. de cette région, apparaît un nouveau petit massif culminant à l'Ermita de San Antoni, et dont les assises en majeure partie triasiques chevauchent le Crétacé des contreforts méridionaux de la Sierra, à la hauteur du Puig Tomir. Il est loin d'être certain que ce massif de San Antoni représente la suite de la série III, ainsi qu'on en jugera plus loin, mais il en joue ici le rôle, tant orographique que structural.

Au S.E. de tout cet ensemble apparaissent encore deux petits massifs, la montagne de Santa Magdalena qui se dresse à l'Est d'Inca et devra peut-être se rattacher à celui de San Antoni, l'autre, plus important, qui constitue toute la presqu'île d'Alcudia et que continuent vers le S.O. les sommets de San Luis et de Fé qui bordent la route de La Puebla, immédiatement au Sud de l'extrémité du massif de San Antoni.

Orographiquement, ces montagnes d'Alcudia appartiennent à la Sierra de Majorque, mais il est possible qu'elles se rattachent à un élément tectonique différent, car la nature des sédiments qui les composent, comme l'allure de leurs plis les montrent plus semblables aux montagnes d'Arta qui leur font face de l'autre côté de la Baie d'Alcudia, qu'à celles plus proches de la Sierra principale.

Avant d'aborder une description détaillée, il convient encore de situer, par rapport à ce schéma qui sert de base à nos travaux, les données apportées par nos prédécesseurs quant à l'orographie et à la structure de la chaîne.

NOLAN [66] y distinguait un grand anticlinal oblique sur la direction générale de la Sierra et un certain nombre de failles longitudinales parallèles à cet anticlinal qui doivent sans doute correspondre aux diverses écaillés que nous avons mentionnées. Ces directions telles que ce géologue les concevait sont indiquées sur notre schéma figure 1.

M. DARDER, dans la description orographique de la Sierra qui précède son intéressant mémoire [18], distingue sept alignements parallèles de sommets qui correspondent aussi pour certaines parties d'entre eux à des imbrications; mais, souvent, ces alignements de montagnes ne sont en relation avec la structure de la chaîne que d'une façon très indirecte; non seulement dans

la région de Puigpuñent où les nappes sont à peine ondulées, mais aussi dans la partie imbriquée des abords de Soller et du Puig Mayor. Cette désignation d'éléments orographiques correspondait dans l'esprit de M. DARDER à la nécessité de déterminer l'ordre dans lequel il convenait de décrire les divers affleurements qu'il étudiait plus qu'au désir de définir des éléments structuraux; du reste, comme le Trias des trois séries se présente à peu près sous le même faciès, son étude n'en conserve pas moins toute sa valeur. Nous avons cru intéressant d'ajouter sur notre schéma structural les « alineaciones » de notre confrère espagnol, car cette superposition fait ressortir les rapports et les différences d'interprétations qui résultent, d'une part, du seul examen du relief d'une chaîne et, d'autre part, de celui de son architecture tectonique.

Enfin, les derniers travaux publiés sur cette Sierra étant nos notes préliminaires, nous devons rectifier, dès maintenant, les erreurs d'interprétation que nous y avons commises.

Considérant que la plus inférieure des imbrications du Teix qui reposent sur la série I représentait la continuation vers le N.E. de la série II, et que celle-ci se poursuivait par la lame, interposée à Sa Comuna de Soller et au Nord du Puig Mayor, entre la série inférieure et la masse même de cette montagne, nous avons assimilé l'écaillé de la partie supérieure du Teix et tout l'ensemble Alfabia-Puig Mayor-Région d'Orient, et Buñola-Massanella-Puig Tomir à la série III. Il devenait dès lors nécessaire de faire intervenir un nouvel élément tectonique pour expliquer la présence de la masse qui chevauche le synclinal de Buñola-Orient, et nous l'avons désigné sous le nom de série IV [33, 34].

On a vu plus haut que cette conception doit être abandonnée et que les trois seules séries distinguées dans la région de Palma-Andraitx constituent toute la Sierra de Majorque.

De l'image sommaire que nous venons de donner de l'île de Majorque, il résulte qu'elle est dans son ensemble formée par des assises qui ont été poussées du S.E. vers le N.O. et que la partie interne de tout ce dispositif, c'est-à-dire la zone des racines, est effondrée sous les flots de la Méditerranée, comme aussi la partie frontale des nappes.

Comprise entre une avant-fosse, qui est celle du chenal séparant les Baléares de la côte, et la fosse d'effondrement qui correspond au prolongement de la chaîne Bétique disparue sous les flots, c'est toute la masse montagneuse de Majorque et d'Ibiza qui correspond à un tronçon de cordillère, ce terme étant pris dans l'acception que lui a donnée SUESS. Il est donc erroné d'employer le mot de cordillère pour désigner la seule Sierra de Majorque ainsi que beaucoup de géologues et nous-même avec eux l'avons fait jusqu'ici.

Le lecteur voudra bien, lorsque ce mot viendra sous notre plume, lui prêter uniquement le sens géographique qui résulte de sa traduction de l'espagnol.

DEUXIÈME PARTIE

ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DE LA SIERRA DE MAJORQUE ET DE SES RELATIONS AVEC LES RÉGIONS ET ILES AVOISINANTES

CHAPITRE PREMIER

TERRAINS TRIASIQUES

1° *Historique. — Divisions. — Répartition.*

2° *Le Trias de la Sierra de Majorque.* — A. Série I; B. Série II; C. Série III; D. Roches éruptives; E. Âge et origine des gypses.

3° *Trias des autres parties de Majorque.* — A. Région de Felanitx; B. Massif de Randa; C. Massif d'Arta; D. Coordinations.

4° *Le Trias des autres îles.* — A. Ibiza; B. Minorque.

5° *Les faciès du Trias sur le pourtour de la Méditerranée occidentale.*

6° *Données actuelles sur la paléographie du Trias sur le pourtour de la Méditerranée occidentale.*

1° HISTORIQUE. — DIVISIONS. — RÉPARTITION

HISTORIQUE. — Bien que MARÈS et RODRIGUEZ, avant qu'HERMITE entreprit l'étude géologique des Baléares, aient pressenti la présence du Trias dans cet archipel, c'est à lui que revient tout le mérite d'avoir démontré son existence, d'avoir établi la succession continue de ses termes et d'avoir défini le faciès qu'ils y revêtent.

Le savant français découvrit en effet le Werfénien sous son type ordinaire de grès bigarrés, aux abords d'Estallenchs et du Puerto de Valldemosa, à Majorque, ainsi que dans un grand nombre de points dans l'île de Minorque. Il définit de même le Muschelkalk dans cette dernière région, où il recueillit des Ceratites dans des calcaires à tubulures, et le Trias supérieur, caractérisé selon lui par des couches à Daonelles surmontées elles-mêmes de diverses autres assises dolomitiques et calcaires dépourvues de fossiles.

HERMITE eut moins de succès à Majorque en ce qui touche à l'étude du Muschelkalk et du Keuper, et, bien qu'il en annonce l'existence, la carte qui accompagne sa thèse [44] n'attribue en définitive au Trias moyen et supérieur que très peu d'importance et réédite l'erreur de ses devanciers qui figuraient la presque totalité de la Sierra principale en Jurassique.

En 1887, NOLAN publia une note préliminaire sur le Trias [63] de Majorque et de Minorque, puis une seconde en 1893 [64]. Il confirma les découvertes d'HERMITE et attira le premier l'attention sur la grande extension de ce terrain dans la Sierra de Majorque.

Il distingua, sur les grès bigarrés du Werfénien, des calcaires à tubulures — ou à pistes — qu'il attribua au Muschelkalk, puis des calcaires à *Daonella Lommeli* auct. supportant des couches à *Monotis salinaria* et à *Protrachyceras*. Mais, selon sa déplorable habitude, il indique fort mal les localités de ses coupes, en sorte que la vérification et l'utilisation de ses observations sont à peu près impossibles. De plus, dans ces notes, NOLAN ne mentionne pas les nombreux affleurements de Marnes irisées qui jouent un si grand rôle dans la géologie et l'orographie de la chaîne.

En 1909, TORNQUIST [86] reprend la description du Trias des Baléares en cherchant ses types à Minorque. Il en conclut que sur les grès bigarrés vient un Muschelkalk formé de trois termes marins, dont un, Ladinien, constitué par des calcaires compacts à *Daonella*, *Protrachyceras Vilanovæ* VERN., *Pr. sp.*

Arpadites sp., *Gymnites* sp., *Longobardites* sp. ; puis il décrit le Keuper comme formé de dolomies avec lits de marnes foncées, mais en insistant sur le fait que l'on se trouve ici dans une *région très éloignée du rivage de la mer triasique* et que le faciès lagunaire à gypse et à marnes irisées ne s'y rencontre plus. Or, précisément, ce faciès est très largement représenté à Majorque, ainsi que M. DARDER PERICAS l'a très bien fait observer depuis.

Il faut en effet arriver au travail publié en 1914 par ce naturaliste [18], pour trouver une étude complète et bien faite de l'ensemble des formations triasiques de Majorque. Cette étude est limitée à la description de ces terrains dans la Sierra principale, car ce n'est que depuis peu qu'on a acquis la preuve que le Trias est aussi représenté ailleurs, dans la grande Baléare. Mais elle est très complète, abondamment illustrée, et se classe sans conteste comme le meilleur mémoire qui ait été publié depuis celui d'HERMITE sur la géologie de Majorque.

Il est un grand nombre de points pour lesquels nous sommes arrivé aux mêmes résultats que M. DARDER, et, si nous croyons en particulier que la question du Trias supérieur est plus complexe que ne l'indique son ouvrage, nous nous rallierons, dans l'ensemble, à sa manière de voir.

Le présent chapitre sera du reste beaucoup moins complet que la monographie de notre confrère espagnol, car notre *description détaillée* de la chaîne comportant obligatoirement la revision des affleurements du Trias, nous nous limitons ici pour éviter les doubles emplois, à l'examen des coupes les plus caractéristiques de ce terrain.

DIVISIONS ET RÉPARTITION DU TRIAS DANS LA SIERRA DE MAJORQUE.

Werfénien. — Grès bigarrés micacés, à taches de rouille, à rares débris d'*Equisetum*. La teinte dominante est le rouge lie de vin plus ou moins violacé, mais on observe fréquemment de nombreuses intercalations lenticulaires de grès blancs ou gris clair. Cet étage, ainsi que M. DARDER l'a fait remarquer, revêt ici le faciès germanique, continental, comme du reste dans tous ses affleurements connus de la Méditerranée occidentale, et ne présente aucune analogie avec le Trias inférieur alpin du Tyrol.

Muschelkalk. — a) *Virglorien*. Schématiquement, M. DARDER y distingue de bas en haut les assises suivantes :

- Calcaire dolomitique inférieur.
- Calcaire en Encrines.
- Calcaire à Fucoïdes inférieur (niveau à très nombreux Fucoïdes).
- Calcaire compact.

b) *Ladinien*. Notre confrère y mentionne deux niveaux :

- Calcaire à Daonelles.
- Calcaire à Fucoïdes supérieur (niveau à rares Fucoïdes).

Il n'y a qu'un très petit nombre de points où nous ayons pu recouper les observations de M. DARDER. Les couches à Fucoïdes inférieures sont les seules qui fournissent quelquefois des fossiles à Majorque, et c'est principalement d'après la coupe des carrières de Canet, près d'Esporlas, que leur niveau a pu être établi. Ailleurs, dans les régions qui ne permettent pas d'observer la superposition des deux étages du Muschelkalk, on en est réduit à se fier aux caractères lithologiques, qui sont dans la réalité assez mal définis. On constate souvent une extension très considérable de calcaires dolomitiques et de dolomies franches, les niveaux supérieurs du Virglorien étant ou très réduits ou cachés par les dislocations. Les couches dolomitiques atteignent en général une épaisseur de 100 mètres environ. Mais il en apparaît au-dessus du Muschelkalk et leur distinction d'après des caractères lithologiques demeure encore impossible.

Quant au Ladinien, nous devons nous en rapporter à notre confrère ainsi qu'à NOLAN, car nous n'avons eu nulle part à Majorque la chance d'y recueillir la moindre trace de Daonelles, pas plus d'ailleurs que d'autres fossiles en dehors de ceux de Canet. Les observations relatives au Ladinien de Majorque coïncident toutefois bien avec celles que nous avons faites à Minorque, et nous admettons la manière de voir de M. DARDER. Pour lui, les calcaires dolomitiques en couches minces — presque en plaquettes — qui lui fournirent, le long de l'ancienne route de Lluch au col des Guix, *Daonella Lommeli* WISM., appartiennent au Ladinien, parce que le niveau qui contient ce fossile à Minorque y repose sur des calcaires du

Ladinien inférieur à *Protrachyceras Curioni* Mojs. Les calcaires supérieurs, à Fucoïdes, représenteraient par conséquent à Majorque le Ladinien supérieur

M. DARDER ayant disposé de beaucoup plus d'observations que nous, nous donnons ici les épaisseurs relatives qu'il attribue aux divers niveaux de cet étage. On verra toutefois, plus loin, que nous ne croyons pas à la constance de leurs rapports dans l'ensemble de la chaîne.

Calcaire dolomitique en couches minces	20 mètres
Calcaire schisteux à <i>Daonella franconica</i> TORN.	0 m. 60
Calcaire dolomitique en couches minces	60 mètres
Calcaire en plaquettes à Fucoïdes	0 m. 40
Calcaire dolomitique en couches minces	25 mètres

Les caractères à retenir pour identifier le Muschelkalk sur le terrain sont en somme les suivants :

Virglorien. — Dolomies litées, épaisses, en bancs sombres, de 40 à 60 centimètres, à la partie supérieure desquelles les calcaires à Fucoïdes se présentent en bancs épais à cassure bleu sombre et à patine jaunâtre.

Ladinien. — Calcaires dolomitiques en plaquettes, à surface irrégulière. Les calcaires à Fucoïdes sont gris, blanchâtres, et le nombre des tubulures y est plus réduit.

Keuper. — C'est M. DARDER qui le premier a convenablement mis en évidence les caractères et la répartition à Majorque de cette partie du Trias. Il y distingue un Carnien formé de marnes irisées à gypse et de cargneules, puis des brèches et des calcaires supra-carniens qu'il hésite à placer dans le Norien.

L'étude précise de ce terrain est rendue très délicate par le fait que c'est le plus meuble et le plus glissant, donc celui qu'affecteront au premier chef les efforts tectoniques. Or, nous avons vu que toute la Sierra de Majorque est formée de nappes ou d'écailles. Toutes ces dislocations, et les frictions et compressions qui en sont résultées, ont tantôt laminé ce Keuper, jusqu'à le faire disparaître, tantôt provoqué les déplacements selon les surfaces que sa présence rendait glissantes. De fait, nous ne connaissons qu'un petit nombre de coupes où l'on puisse affirmer qu'elles donnent les vrais rapports stratigraphiques des marnes irisées avec le reste du Trias.

Des *Gypses* accompagnent souvent ces marnes. En de nombreuses coupes des cargneules les surmontent. Mais bien souvent au-dessus d'elles réapparaissent des dolomies litées puissantes, intercalées entre le Keuper typique et le Lias.

En d'autres cas, par exemple, dans le versant Nord de la vallée de Sa Granja, près d'Esporlas, c'est sur des dolomies litées, et en l'absence de toute trace de marnes bariolées, que repose le Lias calcaire. Ailleurs, les roches éruptives décomposées, qui donnent au sol un aspect rouge et argileux, ont fait croire à la présence des marnes alors qu'elles manquent.

Il semble toutefois, dans la généralité des cas, que le Keuper composé de marnes et de cargneules se complète, à leur partie supérieure, par de nouveaux bancs dolomitiques, et qu'en de nombreux points ses assises tendres ont subi des suppressions tectoniques.

Le Trias est très largement réparti dans la Sierra de Majorque. Toutefois, ainsi qu'HERMITE l'avait déjà fait observer, les grès bigarrés sont uniquement connus au pied de la côte septentrionale de l'île, ou, en d'autres termes, dans la série inférieure. Le Trias moyen et supérieur est au contraire disposé en longues bandes parallèles tout le long de la chaîne, car il forme la base de chacune des nappes et de chacune de leurs écailles accessoires. Nous avons été amené à montrer qu'il est encore plus répandu que M. DARDER ne le croyait et qu'il participe notamment à la constitution de la Sierra Burguesa et des contreforts des montagnes des abords de Selva, de Pollensa, ainsi que du massif de San Antoni au Nord de la Puebla¹.

Une mention spéciale doit être faite des roches éruptives qui accompagnent en particulier le Trias

¹ En raison de la difficulté que présente la distinction des dolomies du Muschelkalk de celles de la partie terminale du Keuper, nous avons employé dans notre carte une seule et même couleur pour l'ensemble du Trias moyen et supérieur, en nous bornant à indiquer par une teinte spéciale les marnes irisées dans les affleurements discontinus où nous les avons reconnues.

moyen. Nous étudierons dans un paragraphe spécial leurs variétés et leur mode de gisement. On verra qu'elles sont particulièrement abondantes dans les écaïles inférieures et que les affleurements de Trias de la série III n'en comportent presque plus trace.

2° LE TRIAS DE LA SIERRA DE MAJORQUE

A. TRIAS INFÉRIEUR, MOYEN ET SUPÉRIEUR DE LA SÉRIE I.

Coupe du Puerto de Estallenchs à Estallenchs. — C'est une des meilleures de toute la chaîne. HERMITE, NOLAN, puis M. DARDER l'ont étudiée. A part de légères différences, ces deux derniers auteurs et nous avons la même interprétation, savoir (fig. 3) :

- 1° Grès bigarré.
- 2° Calcaire dolomitique (Virglorien).
- 3° Calcaire lité à *Fucoïdes* (Virglorien).
- 4° Calcaire bleuâtre à patine grise avec *Fucoïdes* (Ladinien?).
- 5° Marnes irisées (Carnien).
- 6° Cargneules (Carnien).
- 7° Calcaires dolomitiques lités en bancs réguliers (supra-carniens de M. Darder).

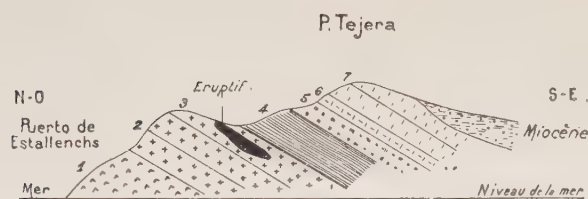


FIG. 3. — Coupe schématique du Trias de Puerto de Estallenchs (Ech. 1/20.000°).

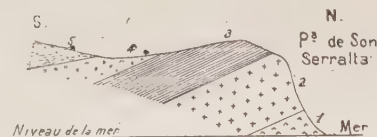


FIG. 4. — Coupe du Trias de la Punta de Son Serralta (Ech. 1/20.000°).

Sur l'ensemble de ces couches qui pendent au S.E. viennent en transgression des marnes et des conglomérats du Néogène, dont les assises de base formées aux dépens des calcaires à tubulures se présentent sous forme d'une énorme brèche de calcaire à *Fucoïdes*, à l'Ouest du village.

Cette succession se retrouve jusqu'au col de la route (kil. 30,5) où c'est le niveau des marnes irisées qui affleure et supporte en transgression le Miocène.

On peut fort bien observer, d'un seul coup d'œil, la disposition de ces assises, en regardant du N.E. la pointe de Son Serralta; on y distingue (fig. 4) :

- 1° Werfénien. Grès bigarrés.
- 2° Virglorien. Dolomies couronnées de calcaires à *Fucoïdes*.
- 3° Ladinien. Dolomies en lits très minces et calcaires à *Fucoïdes*.
- 4° Keuper. Marnes bariolées.
- 5° Miocène transgressif.

Le substratum du Tertiaire semble du reste avoir été plissé antérieurement au Néogène suivant une direction à peu près N.S. ainsi qu'on le verra plus loin (fig. 91), et, depuis Estallenchs jusqu'à Valldemosa, on en voit successivement les couches transgressives reposer sur du Trias ou du Jurassique. A Son Valenti, elles ravinent le Werfénien auquel elles empruntent les éléments de leur conglomérat de base. Immédiatement au N.E. de ce point, la coupe du Trias montre des termes nouveaux qui peuvent s'observer en amont du Port des Canonge.

Sur les Grès bigarrés dont la partie supérieure comporte des lits très fins de grès blancs à particules charbonneuses, viennent :

- | | |
|--|------------|
| 1° Dolomies gris clair, sableuses, en bancs de 0 m. 15 | 10 mètres. |
| 2° Calcaires marneux noirs brisés en parallélipipèdes et
ressoudés par de la calcite | 4 — |
| Au-dessus d'une zone d'éboulis affleurent ensuite : | |
| 3° Dolomies grises | 10 — |
| 4° Dolomie grise, en bancs de 30 centimètres environ, séparés
par des lits de marnes lie de vin et vertes | 60 à 80 — |

L'absence totale de fossiles, la difficulté sinon l'impossibilité de rechercher les équivalents latéraux de ces couches nous ont interdit toute coupure stratigraphique dans leur masse, que nous rapportons hypothétiquement au Virgorien.

Cala de Valldemosa. — C'est aux abords de cette crique que le Trias inférieur présente le plus de variété et de puissance. Par contre ses rapports avec les couches qui le surmontent sont masqués par des éboulis. La coupe du bord N.E. du ravin aboutissant à la Cala de Valldemosa est compliquée en apparence par la multiplicité des niveaux différents ; mais, leur détail ne présentant pas d'intérêt dans un tel faciès, nous les groupons en bloc sous les ensembles suivants (fig. 5) :

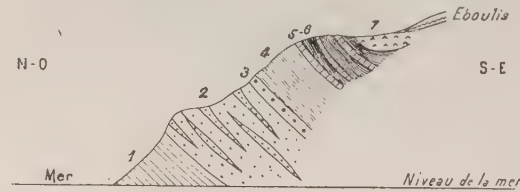


FIG. 5. — Coupe du Trias inférieur de la Cala de Valldemosa.

- | | |
|---|------------|
| 1° Grès argileux de base, alternant avec des bancs verts | 30 mètres. |
| 2° Lentilles enchevêtrées de grès blancs à taches de rouille et
de grès violacés | 40 — |
| 3° Grès blancs micacés en gros bancs, ripple-marks à la partie
supérieure | 2 m. 50 |
| 4° Grès rouges micacés en plaquettes | 25 mètres. |
| 5°-6° Alternance de grès et de phyllades rouge sombre. | 30 — |
| 7° Grès blancs à taches de rouille | ? |

Le Trias inférieur, dont on ne voit du reste pas la base, atteint donc ici plus de 130 mètres. Il ne tarde pas s'infléchir transversalement et à disparaître sous le niveau des flots.

Foradada. — Cette inflexion s'accroît jusqu'à amener les marnes irisées au niveau de la mer. M. DARDER a décrit et figuré ([18], pl. XIII, et fig. 10, p. 54) un profil où les marnes puis les cargneules supportent des calcaires supracarniens qui, pour nous, sont bien à rattacher à la partie terminale, dolomitique, du Trias.

Notre coupe figure 6 en montre la succession :

- | | |
|--|------------|
| 1° Marnes irisées | ? |
| 2° Cargneules | ? |
| 3° Dolomies litées | 10 mètres. |
| 4° Dolomies sombres à grain fin, en bancs de 0 m. 50 | 30 — |
| 5° Dolomies bréchoïdes (Lias inférieur). | 20 — |
| 6° Calcaires bleu sombre | 25 — |
| 7° Poudingue miocène | 50 — |
| 8° Marnes et Grès miocènes. | |
| 9° Poudingues. | |
| 10° Trias charrié du Socle du Teix. | |

Il convient de noter que, dans cette coupe, les dolomies occupent au-dessus des marnes irisées du Carnien un espace important.

Ce fait ne coïncide pas exactement avec les vues de M. DARDER, qui admet que sur des

cargneules du Carnien ne viennent plus que des dolomies bréchoïdes noriennes, puis le Jurassique.

La question peut être posée, de savoir si les dolomies puissantes qui sont à la base du Jurassique ne seraient pas en partie liasiques. Si l'attribution stratigraphique des cargneules faite par M. DARDER est exacte, cette interprétation s'imposera sans doute.

Le promontoire de Foradada est constitué par une sorte de pédoncule de dolomies en gros

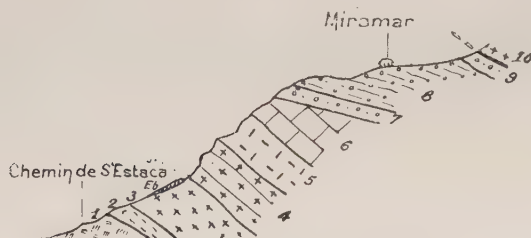


FIG. 6. — Coupe du Trias de Miramar.
(Ech. 1/20,000^e).



FIG. 7. — Coupe de la presqu'île de Foradada.
(Ech. 1/10,000^e).

bancs pendant au N.E., que nous sommes d'accord avec notre confrère espagnol pour rapporter au Virgloren, et qui bute par faille contre les argiles irisées de la côte. Mais M. DARDER attribue aussi au Trias la masse terminale de ce promontoire. Or, nous la tenons pour néogène (voir ch. XIV).

Punta Grossa et Islote. — Les roches éruptives que l'on voit dans le Virgloren de Na Foradada prennent à l'Est de Soller une importance très grande.

Au pied du Puig Balitx, dans le versant qui atteint la mer vers l'Islote, et vers Figuera, on relève la coupe figure 8 :

- | | |
|---|-----------|
| 1° Dolomies litées. | |
| 2° Marno-calcaires gris | 5 mètres. |
| 3° Marnes bariolées | 10 — |
| 4° Dolomies en bancs réguliers, comportant à leur base un
banc de Spilites | 40 — |



FIG. 8 — Coupe du Trias
de Punta Grossa.

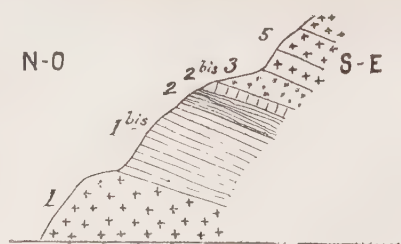


FIG. 8 bis. — Coupe du Trias
de la falaise en face de l'Islote.

En face de l'Islote, cette coupe se complète vers la base en ce que les dolomies (1) y supportent des calcaires dolomitiques bleus lités (1 bis), puissants de 50 mètres environ sur lesquels reposent les marno-calcaires gris (2), puis un banc de calcaire gris clair (2 bis) de 3 mètres auquel succèdent enfin les marnes irisées.

La Calobra. — La présence d'une masse plus ou moins importante de dolomies sur les marnes irisées se retrouve vers la Fabrica de Electricitat (voir fig. 156).

Vers Tuent, et au col même de La Calobra, les marnes irisées semblent disparaître ou ont été confondues par nous avec les roches éruptives décomposées qui abondent en ce point.

La coupe des parois qui dominant l'Ermita de la Calobra et Can Palou comporte de bas en haut les niveaux suivants (fig. 9) au-dessus des diabases qui forment le fond de la dépression de Can Palou et sont partiellement recouvertes de dépôts superficiels :

1° Alternance de lits sédimentaires et de bancs de Diabase . . .	6 mètres.
2° Marnes et grès à débris de roches éruptives.	5 —
3° Diabase	10 —
4° Cargneules coupées par un banc — 5° — de calcaire siliceux .	15 —
6° Dolomies litées.	40 —
7° Calcaires massifs du Lias.	

Nous reviendrons sur cette coupe au sujet de l'étude des roches éruptives, mais dès maintenant nous insisterons sur les apparences qui portent à admettre que les éruptions de cette Diabase à Olivine ont été contemporaines du Trias.

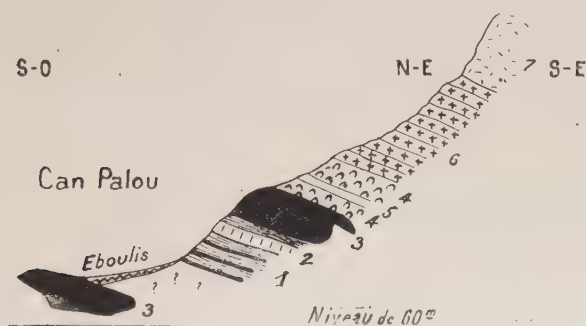


FIG. 9. — Coupe du Trias de la Calobra.
(Ech. 1/10.000^e.)

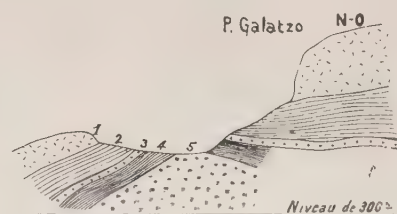


FIG. 10. — Coupe partielle du Trias
au sud-est du P. Galatzó. (Ech. 1/10.000^e.)

B. TRIAS DE LA SÉRIE II.

Région d'Andraitx. — Les dislocations tectoniques rendent impossible l'étude de la stratigraphie du Trias.

On peut toutefois utilement noter que diverses coupes le montrent surmonté par des assises dolomitiques, comme nous venons de le signaler dans la série I. (Voir en particulier nos profils, pl. I.)

Abords d'El Racho (Sud du Puig Galatzó). — Nos coupes d'ensemble (pl. I et II) montrent entre le massif jurassique et crétacé de Galilea et le Puig Galatzó une importante masse de terrains triasiques. Malgré de longues recherches, il nous fut impossible d'y trouver aucun fossile. Par contre, nous y avons noté la très singulière position que paraît occuper le niveau des marnes irisées. Aux abords du chemin d'El Racho à Estallenchs, s'observe la coupe suivante (fig. 10) de haut en bas :

1° Calcaire massif du Lias du Puig Galatzó.	
2° Dolomie litée en bancs de 5 centimètres, très froissés, avec intercalation de couches à Fucoïdes	40 mètres.
3° Dolomies grises en gros bancs	4 —
4° Calcaires marneux à ciment, lités en bancs de 2 à 3 centimètres avec intercalation tous les 40 centimètres d'un banc plus épais, gris-jaune, verdâtre, à rares Fucoïdes. . . .	15 —
5° Marnes irisées apparaissant en boutonnière au creux d'un ravin.	

Le fait que ces marnes sont accompagnées de gypse nous assure qu'il n'y a pas confusion, ici, avec des roches éruptives décomposées.

Non loin de ce point, auprès du col où se trouve le carrefour des chemins de Puigpuñent à El Racho et de Galilea à Estallenchs, nous avons relevé une autre coupe, d'où, cette fois, les marnes bariolées sont complètement absentes (fig. 11) :

- | | |
|--|----------|
| 1° Dolomies en gros bancs. | |
| 2° Dolomies fines en bancs minces. | |
| 3° Calcaires bleu foncé, à Fucoïdes abondants. | 1 mètre. |
| 4° Dolomies grises à grain fin | 3 — |
| 5° Calcaires à Fucoïdes | 2 — |
| 6° Dolomie vacuolaire jaunâtre | 4 — |
| 7° Calcaire à sections de petits Gastropodes | 1 — |
| 8° Dolomie à surface onduleuse, en bancs minces. | 15 — |
| 9° Dolomie semi-bréchoïde | 5-6 — |
| 10° Calcaires bleus à Fucoïdes | 4 — |
| 11° Calcaires massifs du Lias. | |

Il importerait de rechercher des fossiles dans ces parages qui n'avaient pas attiré l'attention de M. DARDER.



FIG. 11. — Coupe du Trias au nord de Galilea.

Amont d'Estallenchs. — M. DARDER a, par contre, donné une coupe ([18] fig. 4 a, p. 41) du Trias de la série II relevée dans le versant N.O. du col d'Estallenchs. La lame de Cana Lluisa y apparaît formée en majeure partie de Trias. Bien que n'ayant pas retrouvé le point exact où notre confrère a observé les faits qu'il schématise, nous croyons qu'il n'y a pas lieu de faire intervenir une faille en amont de Son Fortuny, et la succession des assises de la lame nous paraît être simplement la suivante :

Sur le Miocène de la série I affleurent des dolomies du Virglorien, qui sont à la base de la lame charriée, et sur lesquelles les calcaires à piste du Ladinien sont très réduits, sans doute par écrasement. Les marnes bariolées sont aussi très écrasées et ne forment plus qu'une masse discontinue sur laquelle, par contre, les couches dolomitiques « supra-carniennes » ont conservé une assez grande puissance, et comportent à leur base un niveau de roches éruptives. Cette lame, sur laquelle demeurent de place en place des débris de grès néogènes, supporte à son tour la série II, à laquelle paraissent appartenir les formations triasiques que nous venons de mentionner vers El Racho.

Nous y retrouvons, en effet, les termes suivants de bas en haut :

- 1° Dolomies litées du Virglorien.
- 2° Calcaires dolomitiques en bancs minces avec Fucoïdes.
- 3° Vers le col, marnes irisées.

Nous n'avons pas observé ces marnes sur le chemin de Son Fortuny à El Racho ; c'est sur les couches 2, qui y sont fort épaisses, que paraît reposer le Calcaire massif du Puig Galatzó.

Trias du massif de Canet. — La série II repose sur le Néogène des abords d'Esporlas, par des couches triasiques assez peu disloquées (pl. IV). Ces assises prennent un grand développement entre le P. Boxos, la Mola de Son Cabaspre, le Pla d'ses Ermitas et le cerro de Canet. Leur principal intérêt est d'y comporter un niveau fossilifère qui a, du reste, été décrit par

M. DARDER, et qui apparaît aux carrières à ciment dites de Canet ($x = 6^{\text{e}}90 + 6500$; $y = 44^{\text{e}} + 8000$).

La faune de ce gisement a fourni :

Hærnesia socialis QUENST. D. F.

Hærnesia costata SCHAUR. D.

Hærnesia sp. D. F.

Pecten inæquistriatus GOLDF. D.

Placunopsis Teruelensis WURM. D. F.

Myophoria vestita? ALB. D.

Mytilus eduliformis SCHLT. D. F.

Ostræa cf. *difformis* F.

Diplopore sp.

Gyroporella sp.

(Les initiales de M. DARDER ou les nôtres indiquent l'observateur qui a trouvé et déterminé ces fossiles.)

Cette faune accompagne des calcaires bleu sombre lités, en gros bancs, à la surface desquels s'observent d'abondants Fucoïdes. Sur le tout reposent des dolomies litées qui forment tout un dédale de petites collines boisées environnant le ravin dans lequel sont creusées les carrières.

Bien que les fossiles de ce gisement soient en très mauvais état, on peut admettre qu'ils classent ces assises dans le Virglorien.

Si, des carrières, on gagne Son Simonet, on retrouve un banc fossilifère à mi-flanc du col séparant la mola de Son Cabaspre du Pla d' ses Ermitas. La coupe, bien que masquée en partie par le maquis, confirme la superposition des Dolomies en gros bancs aux couches à *Hærnesia*, et nous y avons relevé la succession suivante (fig. 12) :

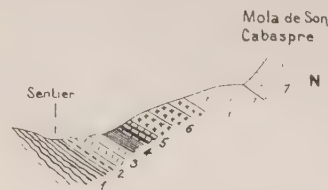


FIG. 12. — Coupe du Muschelkalk de Son Simonet. (Ech. 1/5.000°.)

1° Calcaires bleu sombre, à Fucoïdes.	
2° Calcaire fossilifère.	0 m. 60
3° Calcaires massifs en gros bancs à rares Fucoïdes.	2 mètres.
4° Calcaire dolomitique lité en bancs très minces	3 —
5° Dolomie litée	7 —
6° Dolomie en gros bancs	30 —

Nous n'avons pu découvrir dans la broussaille le niveau des Marnes irisées du Keuper qui doit séparer ces dolomies des calcaires massifs du Lias qui forment la Mola de Son Cabaspre.

On les retrouve par contre du col vers Esporlas, et les gypses qui les accompagnent sont exploités vers Son Simonet.

La faunule que nous avons recueillie dans la couche numéro 2 comporte, outre beaucoup de débris informes :

Nautilus sp. exemplaire de grande taille, malheureusement indéterminable.

Hærnesia socialis QUENST.

Mytilus eduliformis SCHLT.

C'est donc le Virglorien qui se retrouve ici, et il est probable que le Ladinien commence à la couche 4.

Le niveau fossilifère se retrouve entre Son Cabaspre et Son Dameto. Mais, dans cette dépression apparaissent des roches éruptives superposées aux couches à *Hærnesia socialis*; elles teintent les terres cultivées en rouge et il est difficile d'établir sans une étude approfondie la part qui revient au Keuper dans ces champs colorés.

Celui-ci apparaît, par contre, nettement dans les versants du Puig Boxos et, en particulier à

l'Ouest de Son Anti, où, sur des dolomies litées sans doute supérieures aux couches fossilifères de Canet, on trouve (fig. 13) :

- | | |
|---------------------------------------|------------|
| 1° Dolomies. | |
| 2° Marnes bariolées rouges et vertes. | 20 mètres. |
| 3° Cargneules jaunes. | 6 — |
| 4° Dolomies grenues en bancs minces | 40 — |
| 5° Calcaire jurassique. | |

Région de Buñola. — M. DARDER a décrit ce Trias et a mentionné d'une part les divers niveaux du Muschelkalk dans la vallée que suit le chemin d'Orient, d'autre part le Muschelkalk aux abords de la station du chemin de fer, où il est accompagné des marnes irisées.

C'est dans la région de Buñola que se trouvent les points où le Trias a été le plus fortement

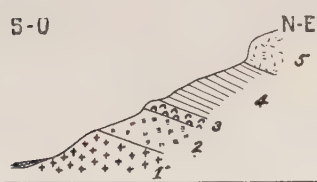


FIG. 13. — Coupe du Trias de Son Anti.
(Ech. 1/5.000°.)

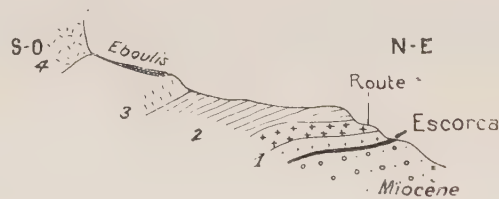


FIG. 14. — Coupe du Trias de Escorca.
(Ech. 1/20.000°.)

disloqué et minéralisé¹. Certaines mines de Galène y sont connues et irrégulièrement exploitées depuis le temps des Romains.

Trias des abords de Lluch. — Les dislocations qui affectent le Trias dans la région de Soller et du Puig Mayor lui ôtent une partie de l'intérêt stratigraphique qu'il pourrait présenter dans le centre de la chaîne. Bien que ce terrain ait été déjà décrit dans le versant Nord du col de Lluch par NOLAN et M. DARDER, nous croyons bon de mentionner ici sa coupe dans cette région.

Escorca. — La surface selon laquelle la Série II repose sur la Série I passe un peu en aval du chemin de Lluch à la Fabrica de electricidad.

Sur des calcaires bleus et des brèches de type miocène, mais dont l'âge n'est pas défini avec certitude, nous avons relevé la succession suivante (fig. 14) :

- | | |
|---|------------|
| 1° Dolomie en gros bancs réguliers | 20 mètres. |
| 2° Dolomie à grain fin, en lits de 10 centimètres, avec intercalation, de place en place, de bancs de 50 centimètres. | 60 — |
| 3° Calcaire lité gris, recouvert par les éboulis du pied de la paroi jurassique | ? — |
| 4° Calcaire massif du Lias. | |

Il est probable que cet ensemble appartient pour la majeure partie au Muschelkalk. Quant aux marnes irisées, si elles existent ici, elles passent sous les éboulis et seraient dans ce cas la cause du changement de pente qui s'observe au pied des parois de calcaire du Lias.

Ancienne route de Lluch. — M. DARDER a donné une intéressante coupe dans laquelle il admet quatre failles à regard N. Depuis, il a reconnu que, entre la Casa des Guix et le col de Lluch, passe une surface de contact anormal correspondant à une écaille secondaire, dont le Trias chevauche une mince assise de Néogène.

¹ Nos profils indiquent son allure d'ensemble et ne comportent pas l'indication de ces dislocations qui sont à étudier.

Nous avons observé dans l'élément inférieur la succession suivante, visible le long de la vieille route, entre le Monastère et le pont qui fait suite au col vers le Sud (fig. 15).

1° Miocène de Lluch.	
2° Marnes rouges et grises	20 mètres.
3° Couche douteuse (cargneules ?)	1 —
4° Dolomies litées.	15 —
5° Calcaire dolomitique en bancs minces à surface ondulée (Ladinien réapparaissant par une faille)	20 —
6° Calcaires à pistes (niveau où M. Darder a trouvé des Daonelles)	0 m. 40
7° Calcaire dolomitique en gros et petits bancs alternés	15 mètres.
8° Calcaire gris à patine jaune, à pistes	3 —
9° Calcaires dolomitiques	20 —
10° Marnes vertes et lie de vin écrasées	4 —
11° Dolomies écrasées	10 —
12° Roches éruptives du col.	

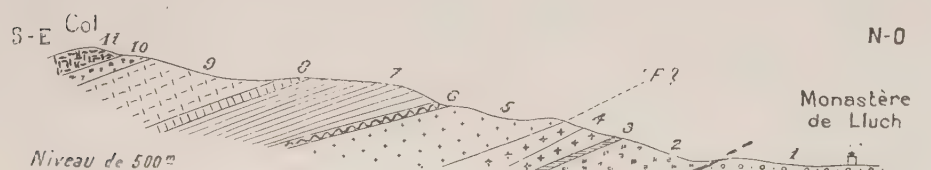


FIG. 15. — Coupe du Trias entre le Monastère de Lluch et le col des Guix.
(Ech. approximative 1/10.000°.)

En réalité, il y a un bien plus grand nombre d'assises, mais leur dénombrement détaillé est impossible et infructueux dans une étude d'ensemble.

Nos couches 2-4 appartiennent sans doute au Trias supérieur ; les niveaux 5-9 seraient du Ladinien. Il n'est pas certain que les marnes 10 soient les marnes irisées du Keuper, et les dolomies 11, le Norien. Quant aux roches éruptives, elles sont au voisinage et souvent intercalées dans des marnes rouges dont il est encore impossible de dire si elles représentent le Keuper, ou bien un épisode sédimentaire spécial, dû aux phénomènes éruptifs. Ces couches sont du reste très redressées, disloquées, et leurs relations avec la masse des calcaires jurassiques, qui dominent Lluch au S.O. et qui se terminent en coin près du col, ne sont pas encore précisées.

Ajoutons que, s'il se confirme que les couches du bas de la coupe appartiennent au Trias supérieur, nous croyons qu'il faudra expliquer leur position au voisinage immédiat du Miocène du substratum par un repli de la masse charriée ou une lame de charriage plutôt que par une faille verticale.

Notre profil d'ensemble montre la position des assises de Trias qui chevauchent le Néogène des abords de la Casa des Guix (pl. VII et VIII).

M. DARDER admet que le gypse qu'elles contiennent, comme leur nom l'indique (Guix = Yeso = Gypse), appartient au Carnien.

Le Trias de la Série II se montre bien développé en de nombreux points, à l'Est de Lluch, et quelquefois particulièrement chargé de roches éruptives, ainsi à Benifaldo, Mortix, Ariant, etc.

C. — LE TRIAS DE LA SÉRIE III. — C'est dans les montagnes qui se rattachent à cette unité structurale que nous aurons à mentionner le plus grand nombre d'affleurements de Trias, parmi ceux qui étaient demeurés inconnus jusqu'à nos recherches. Toutefois, si nous en faisons mention de façon méthodique dans nos chapitres descriptifs, nous nous bornerons ici à de rares coupes, car il n'y apparaît à première vue aucun fait important pour la stratigraphie de ce terrain.

Sierra Burguesa. — M. DARDER a signalé comme nous le Trias au pied du versant de cette chaîne ; il figure [18 bis, p. 18] des marnes irisées du Keuper non loin de Bendinat. Nos coupes de détail, notre carte et nos planches d'ensemble indiquent suffisamment le rôle que nous prêtons à ce terrain.

Il semble du reste le plus souvent formé de dolomies litées, plus ou moins fragmentées par les efforts mécaniques. Le niveau des marnes irisées y est peu développé, mais c'est à lui que nous rapportons tous les gisements de gypse de cette chaîne que nous avons visités et que M. DARDER, dans la note précitée, considérait comme dus à l'action de phénomènes éruptifs sur les calcaires jurassiques.

Nous sommes moins affirmatif quant à l'âge exact de ce gypse. Il repose à Sa Viña (carrière supérieure) sur des dolomies. Il en supporte à son tour, auxquelles font suite des calcaires massifs que nous plaçons dans le Lias.

Rien ne s'oppose à ce que ce Trias à gypse soit du Keuper, mais jusqu'ici rien ne le prouve. En tout cas, ce niveau se poursuit avec une grande régularité depuis le flanc du Puig Zaragoza et le col de la nouvelle route de Calvia, par Sa Viña, jusqu'à Bendinat et à la Sierra de La Vileta. Ce n'est guère que vers Bendinat que paraît s'y rattacher un petit affleurement de marnes irisées.

Région d'Alaró. — Le Trias est, encore ici, réduit à des assises dolomitiques qui chevauchent la série II et dont notre carte et nos coupes donnent suffisamment la disposition.

La montagne qui en comporte la meilleure coupe est le Puig de S'Oncadeña, dont le versant N.E., en particulier, montre une épaisseur de plus de 150 mètres de dolomies et de calcaires. Une lame de calcaire du Lias, qui est insérée dans le Trias et dont la présence implique des dislocations tectoniques de détail non encore précisées, en rend l'étude malaisée.

Massif de l'Ermita de San Antoni. — Comme celui des abords d'Alaró, le Trias de cette petite montagne n'avait pas encore été signalé. Il est principalement formé par des dolomies (voir pl. VII et VIII). En montant de Son Vila vers San Antoni, on observe, sur des dolomies en assez gros bancs, un terme plus finement lité, dont des débris apparaissent seuls à la surface du sol, dans le maquis qui couvre tout le versant nord de la colline. Au-dessus de ces couches, viennent des dolomies blondes à patine sombre dont le pendage impossible à établir avec précision paraît être S.E. 70 degrés. Ce sont ces couches qui forment le piton de l'Ermita. On en retrouve d'analogues dans le versant méridional du massif, où elles pincent des synclinaux de Jurassique.

D'après leur ressemblance avec les dolomies que nous avons étudiées jusqu'ici, on serait tenté d'attribuer ces couches au Muschelkalk. Mais dans toute cette région le Jurassique, d'ailleurs d'épaisseur réduite, repose directement sur elles sans intercalation de marnes irisées, et il n'est guère probable que cette absence puisse être attribuée à des suppressions tectoniques.

Le problème devient encore plus délicat dans la partie du massif qui s'élève dans l'angle des routes de Pollensa et d'Alcudia. Notre photographie en représente une vue prise à peu près du point $x = 7^{\circ}40' + 5100$, $y = 44^{\circ}20' + 6500$. On y verra des calcaires clairs saccharoïdes très semblables à ceux du Jurassique s'effiler dans des dolomies. Nos figures 16 b, c et d montrent que l'ascension de ce petit mont confirme cette apparence et que vers son sommet les dolomies reposent bien sur le calcaire qu'elles enrobent (fig. 16 c).

L'extrémité N.E. de la montagne, entre Canolja et Can Sopa, montre enfin un synclinal dont nous avons pu étudier le bord N.O. (fig. 17). On y relève de bas en haut :

- 1° Dolomies couleur café au lait, à grain fin, contenant de petits cristaux de quartz et exhalant par les cassures fraîches une odeur d'hydrocarbures ;
- 2° Calcaire saccharoïde gris sombre. 12 mètres
- 3° Dolomie terreuse à odeur d'hydrocarbures. 10 —
- 4° Calcaire massif du Lias.

Deux interprétations s'offrent pour expliquer ces dispositifs : dislocation tectonique qui aurait inséré

un coin synclinal de Lias dans le Trias, ou bien continuité de sédimentation dolomitique du Trias au Lias, avec épisode calcaire local.

Il semble bien que des replis assez accentués affectent toute la masse du Trias de San Antoni, et le dispositif des dolomies litées de Can Ferrer enrobant le calcaire montre la part qu'il faut donner à la tectonique dans la solution de ce problème. Toutefois, l'apparition d'un premier banc de calcaire vers le

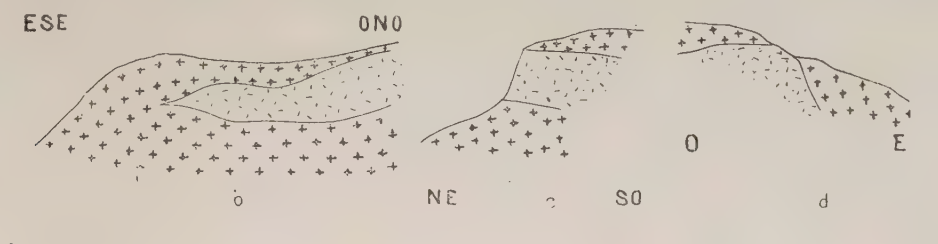


FIG. 16 b, c, d. — Coupes des calcaires insérés dans les dolomies du massif de Can Ferrer.

haut des dolomies du synclinal de Can Sopa, banc recouvert par des dolomies différentes de celles sur lesquelles il repose, — en sorte qu'il ne peut être question ici de petit synclinal pincé, — prouve que le passage de l'un des faciès à l'autre ne s'est pas fait sans fluctuations.

Nous n'avons trouvé aucun fossile, ni même le repère de couches à *Fucoïdes*. La question de la limite supérieure des formations dolomitiques, voire de l'envahissement partiel du Lias inférieur et moyen par ce faciès, demeure encore entière. Nous constatons que ce passage du Trias au Lias se fait ici sans intercalation des marnes bariolées et des cargneules qui occupent un niveau assez constant dans le reste de la chaîne, à la partie de ce terrain et qui correspond au Keuper.

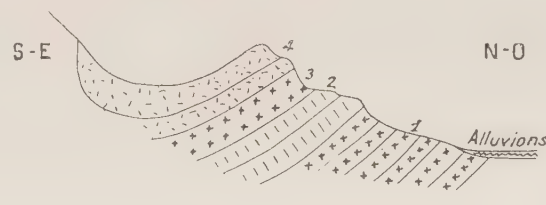


FIG. 17 — Coupe du Trias de Can Sopa.

D. AGE ET POSITION DES ROCHES ÉRUPTIVES QUI ACCOMPAGNENT LE TRIAS DE LA SIERRA DE MAJORQUE. — Trompé par les dislocations tectoniques, HERMITE considéra les roches éruptives de cette chaîne comme post-jurassiques. Lors d'un dernier voyage dont la mort l'empêcha de publier les résultats, il se convainquit que les roches éruptives y appartiennent toutes au Trias ; NOLAN ([63] p. 598) se rallie à cette opinion. Mais, depuis, divers géologues, et en particulier M. DARDER, sont revenus à l'idée que ces roches sont post-jurassiques ou en tout cas post-liasiques.

a) *Caractères pétrographiques.* — Les roches recueillies par HERMITE furent étudiées par FOUQUÉ et MICHEL-LÉVY, qui y distinguèrent les types suivants :

Mélaphyre andésitique.
Mélaphyre labradorique.

Basalte.
Andésite à sanidine.

Le professeur SAN MIGUEL DE LA CAMARA, de l'Université de Barcelone, a décrit en 1919 les roches que lui avait remises M. DARDER. Il arriva à des conclusions analogues, montrant que, dans l'ensemble, les roches éruptives de Majorque forment une série de basicité décroissante.

Pour notre part, sans vouloir faire ici une étude pétrographique, nous avons tenu à examiner les échantillons que nous avions trouvés au cours de nos recherches, pour le cas où le fait que nous avons parcouru méthodiquement toute la chaîne nous eût fait rencontrer quelque roche nouvelle pour cette région.

Toutes celles que nous avons examinées sous l'aimable direction de M. J. DE LAPPARENT, ainsi que celles qu'il a bien voulu étudier pour nous, ont fourni des résultats concordant avec ceux de nos prédécesseurs, à quelques différences de mots près.

Microgabbros. — Prép. 130. *Microgabbros à Olivine*, avec *Pyroxène titanifère*. Roche de filon. (Accompagne le Trias charrié sur le Miocène de Son Buñola.)

Diabases. — Prép. 121. *Diabase à Olivine*, très décomposée. — Feldspaths totalement altérés. — Un peu de Mica blanc. — Vacuoles remplies de Calcite. — Roche interstratifiée dans le Trias de Cala Tuent.

Prép. 129. *Diabase*, avec soufflures. Dans les Marnes triasiques du col de Torrellas.

Prép. 159 et 175. *Diabase à Olivine*. Du Pla de S'Evangilica.

Prép. 140. *Diabase à Olivine*. Décomposée; du versant N. du Teix. Les pyroxènes sont ici transformés en calcite et en silicate de fer.

Basaltes. — Prép. 113 et 140. *Basalte à Olivine* décomposée. Dans le Trias du pied Nord du sommet du Teix.

Prép. 116. *Basalte à Olivine* très altérée. Avec le Trias, sur le Miocène, col de Can Prom, route de Deya à Soller.

Prép. 120. *Basalte à Olivine* et Feldspaths très altérés, soufflures remplies de Calcédoine. Avec le Trias charrié, Font de l'Auma, pied N. P. Mayor.

Prép. 194, 195, 196. *Basalte*, altéré de Eubarca et Esporlas.

Andésites. — Prép. 19. *Andésite à Hypersthène* avec cristaux d'Augite et de Labrador bien individualisés. « Casa de D. José » P. Lloré.

Prép. 118. *Andésite à Hypersthène*. Phéno-cristaux de Feldspaths très altérés. Hypersthène serpentinisée. Avec le Trias. Peñon de Son Vidal.

Prép. 115. *Andésite*. Roche très décomposée, de type andésitique. — Pyroxènes décomposés. Pas d'Olivine. Soufflures de Calcite enveloppées de Chlorite. Dans le Trias du col de Sa Costera.

Prép. 131. *Andésite à Sanidine*. Cette roche déjà signalée par HERMITE est d'un type très spécial, caractérisé par la grande abondance de matière amorphe et vitreuse. Son mode de gisement (voir pl. VI α') nous fait incliner à la croire tertiaire, nous ne la citons ici que pour mémoire.

b) *Mode de gisement des roches éruptives du Trias.* — Dans la majeure partie des cas, les roches éruptives apparaissent comme insérées entre des couches de dolomies ou de marnes. Nous n'avons jamais vu nettement la roche en filon couper des assises sédimentaires, et toutes nos coupes la montrent à dessein interstratifiée dans le Trias.

Seul le gisement de l'amont de Son Buñola nous a fourni un Microgabbro dont les caractères pétrographiques indiquent qu'il provient d'un filon.

Dans bien des cas, les rapports de la roche éruptive avec les terrains encaissants sont malaisés à établir.

La coupe du Trias de La Calobra, figure 10, donne un bon exemple de formations éruptives interstratifiées dans des dépôts sédimentaires. On y remarquera, entre autres, un niveau de marnes et de grès à débris de roches éruptives qui prouve que les coulées y ont été contemporaines du dépôt des roches. L'absence de toute trace d'émersion nous porte à croire que ces éruptions ont été sous-marines.

On constatera des faits analogues au col de Lluch. Les roches éruptives y alternent avec des marnes rouges, redressées, mais en stratification parallèle aux couches de Basalte.

Nous manquons de moyens de prouver que toutes ces roches se sont épanchées, et il est possible que, dans des cas particuliers, il y ait eu injection entre deux feuillets de dolomies lors de l'ascension de la lave. Nous concluons pourtant au cas très général d'éruptions sous-marines durant le Trias moyen et supérieur, dont le maximum se rapporte au Muschelkalk et dont les

dernières manifestations, déjà atténuées, trouvent place au cours du Keuper — en tout cas avant le début du Lias. Par leur nature et leur mode de gisement, ces roches basiques se montrent très voisines des *Spilites* si abondantes dans le Trias des Alpes françaises. Elles sont par contre différentes des Ophites qui accompagnent le Trias d'Andalousie et proviennent d'ailleurs d'éruptions post-triasiques.

Réserves doivent être faites pour les Andésites à Sanidine de la haute vallée de Cuba, pour des roches éruptives très décomposées, d'âge douteux, que coupe le chemin de Can Reys à Gorj Blau, et pour des roches éruptives complètement indéterminables que, après LOZANO, nous avons observées au Puig Sa Font, près d'Andraitx, et qui pourraient (quoique telle ne soit pas l'opinion de M. DARDER qui les attribue au Trias) être post-néocomiennes.

Un coup d'œil sur notre carte montrera que *les roches éruptives sont principalement répandues dans les Séries I et II. Elles manquent par contre à peu près totalement dans la Série supérieure.* Nous montrerons plus loin qu'elles ne sont pas moins rares dans les montagnes de la Sierra de Levante.

E. AGÉ ET ORIGINE DES GYPSES DE LA SIERRA DE MAJORQUE. — M. DARDER mit en question l'exactitude des résultats obtenus par LOZANO dans l'étude des gypses de Majorque. Ce géologue les attribuait tous à des phénomènes métamorphiques. Très justement, notre confrère conclut à l'origine sédimentaire des gypses de la presque totalité de la chaîne, et les rattacha aux marnes irisées du Keuper. M. DARDER fait toutefois une exception pour les gypses de la Sierra Burguesa et les attribue à la réaction d'anhydrite sulfureux provenant des fumerolles qui auraient accompagné ou suivi les éruptions andésitiques, sur les calcaires du Jurassique.

Il semble que, dans cette hypothèse, M. DARDER ait été influencé par le fait que la Sierra Burguesa ne comporte pas ou presque pas de marnes irisées, comme aussi par celui qu'il n'avait pas attribué au Trias les dolomies qui jouent un si grand rôle dans cette petite chaîne. On a vu plus haut que nous ne doutons pas que ces gypses se rattachent au Trias.

Hors cette constatation de fait, nous croyons devoir faire observer que, d'abord, les roches volcaniques de la Sierra de Majorque semblent appartenir pour la plupart au Trias moyen, et que, dès lors, le fonctionnement de fumerolles même consécutives aux éruptions devient fort improbable au cours du Lias, période essentiellement tranquille. Enfin, si à la rigueur ce fait était tenu pour possible, il serait bien invraisemblable que ce fût justement dans une zone où les roches éruptives sont très rares, et qui, avant les charriages, devait se trouver assez éloignée de la région où le volcanisme triasique fut actif, qu'aient persisté des accidents fumerolliens dont les parties de la chaîne qui témoignent de la plus grande activité volcanique ne portent même pas trace, puisque le gypse d'origine éruptive y est, de l'avis même de M. DARDER, complètement inconnu.

Nous croyons donc que, comme M. DARDER l'avait très justement vu quant au reste de la Sierra, *les gypses de cette région sont en totalité d'origine sédimentaire.*

3° LE TRIAS DANS LE RESTE DE L'ILE DE MAJORQUE

Nous ne croyons pas que le Trias ait été signalé dans le reste de l'île, si ce n'est dans les tout récents travaux de M. DARDER [21]. Ce géologue avait admis, lors de ses premières publications sur la région de Felanitx, que le Jurassique était le plus ancien des terrains que l'on y rencontrait.

Lors d'une excursion à laquelle notre confrère avait bien voulu nous convier, nous sommes tombés d'accord pour admettre qu'une partie des couches qu'il dénomme « contre-charriées » devait être rattachée au Trias. Depuis lors, nous avons personnellement retrouvé des assises identiques dans le S.E. du petit massif de Randa, et à l'autre extrémité de la côte du Levant, dans les montagnes d'Arta.

Nous mentionnerons brièvement ces affleurements, en commençant par ceux des environs de Felanitx qui, grâce aux travaux de M. DARDER, sont les mieux connus.

A. TRIAS DE LA RÉGION DE FELANITX. — Les couches que nous rapportons au Trias sont celles qui sont représentées sur la carte de M. DARDER [19] sous la rubrique *Jurasico contracorrido*. Elles sont constituées par des calcaires dolomitiques ayant une tendance à se fragmenter en petits parallélipèdes et qui, lorsqu'elles sont soumises à des efforts tectoniques, se réduisent à un agrégat de gravats presque disjoints. Ce caractère « mylonitique » avait frappé M. DARDER. Comme ces sédiments ne comportent pas de gros bancs dolomitiques ni surtout de calcaires à pistes, notre

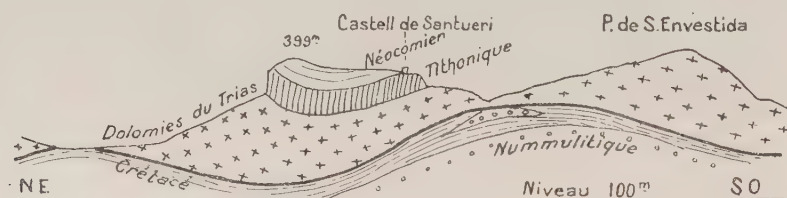


FIG. 18. — Coupe du Trias du Massif de Santueri. (Ech. 1/20.000^e.)

confrère a préféré les attribuer au Jurassique. Suivant les endroits, ces couches reposent sur du Crétacé ou sur du Nummulitique que M. DARDER classe avec raison dans l'Eocène.

Nous avons observé en sa compagnie les terrains « contre-charriés » au Castillo de Santueri et au Puig de S. Envestida, puis au Puig den Ferrer et à celui de Sa Figuera. Au château, ils supportent du Tithonique couronné de Néocomien (fig. 18). Au Puig de S. Envestida, ils ne comportent aucun couronnement, mais appartiennent de toute évidence à la même masse charriée. Or, si dans la première de ces montagnes ils semblent réduits à des calcaires dolomitiques d'âge incertain, nous avons observé, en particulier au S.E. de la seconde, des lits de marno-calcaires gris terreux à surface ondulée tout à fait analogues à ceux qui existent couramment dans le Trias de la Sierra principale. Bien que ce ne soit là qu'un caractère lithologique, il nous paraît probant et confirme l'hypothèse que nous eussions émise, au simple vu des dolomies « contre-charriées ». Notre figure 19 indique dans quelle partie du Puig de S. Envestida on retrouvera ces couches.

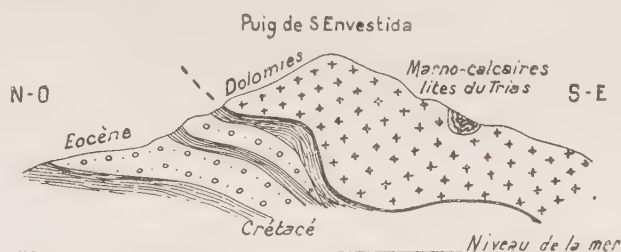


FIG. 19. — Coupe du Trias du Puig de S. Envestida. (Ech. 1/20.000^e.)

Ainsi que M. DARDER l'a admis récemment, les dolomies charriées ou, selon lui, « contre-charriées » forment le versant N.O. de l'arête Puig den Ferrer - Puig de Sa Figuera, laquelle est couronnée par des assises tithoniques et néocomiennes, continuation de celles du Castell de Santueri. Le fond de la dépression suivie par le chemin de Can Vent à Es Carritxó est constitué par les couches indiquées sur notre figure 20, par dessus lesquelles ont été charriées les dolomies du Trias.

D'après les indications verbales de M. DARDER et sa carte, la masse de la nappe triasique constitue en partie le Puig de San Salvador et s'étend largement vers le N.E. Elle est très généralement boisée de pins, le sol dolomitique étant peu propre aux autres cultures. Nous verrons dans un paragraphe ultérieur que ses limites en direction de Manacor sont encore à déterminer.

B. TRIAS DU MASSIF DE RANDA. — L'ensemble de collines que nous groupons sous le nom de massif de Randa s'élève au N. O. et au S. E. du Puig de Randa. Les formations nummulitiques y prédominent et supportent en transgression des assises sans doute miocènes qui forment la partie terminale du Puig de Randa lui-même.

Au pied Est des parois miocènes du sommet un contrefort de la montagne qui domine au N.O. le vallon de Binelegant - Son Vert - Mostachet se montre formé de dolomies craquelées en parallélipipèdes paraissant identiques à celles de Santueri. Elles pendent au S.E. En certains points, les fragments de dolomie sont liés par un ciment jaunâtre. Ces couches supportent en transgression des marno-calcaires du Bajocien, fossilifères à Son Grau.

Des dolomies analogues apparaissent encore dans la dépression comprise entre La Mola et le Puig de Benificat, ainsi qu'en divers points des collines qui s'élèvent au N.E. de la route de Lluchmayor à Porreras.

Mais dans tous ces affleurements, ces couches que nous rattachons au Trias se présentent sous le Nummulitique. Le Puig Famellà qui s'élève à 3 kilomètres au S.O. de Porreras va au contraire les montrer en recouvrement sur du Crétacé.

Tout le versant de cette montagne qui domine Porreras est formé de dolomies du type de celles

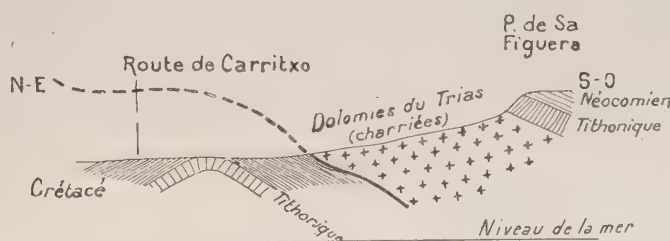


FIG. 20. — Coupe du Trias du Puig de Sa Figuera. (Ech. 1/20.000^e.)

de Santueri. On peut les étudier parfaitement en montant au monastère de Concepción, puis de ce couvent au sommet qui atteint l'altitude de 293 mètres. Au S.E. de ce sommet, un ravin entame profondément la montagne; sa partie inférieure est couverte de cultures entre Bellviure et les abords de Morets. Ces cultures correspondent à un affleurement de marnes crétacées qui dessinent un « rentrant » important dans cette dépression et qui sont dominées au N.E., au N., au N.O. et à l'O. par les dolomies craquelées en question. Sur le versant septentrional de la montagne, on observe la réapparition du Crétacé, le long de la route de Porreras à Son Lluïsa. Les dolomies paraissent poussées du S.E. vers le N.O. Il est probable qu'elles doivent se rattacher au massif charrié de Santueri. Cette hypothèse ainsi que leur faciès concourent à nous faire croire à leur âge triasique. Nous n'y avons trouvé toutefois aucun fossile, ni même un niveau de faciès particulier comme celui que nous mentionnons plus haut au flanc du Puig de S. Envestida.

C. TRIAS DES MONTAGNES D'ARTA. — M. DARDER vient d'étudier ce massif [21]. Nous en donnons une esquisse fragmentaire plus loin, d'après nos propres recherches. Dans l'ensemble, il paraît formé par une ou plusieurs nappes plus ou moins complexes de Trias dolomitique fracturé analogue à celui de Felanitx, mais en général moins mylonitisé, qui reposent sur du Nummulitique supérieur et du Crétacé. Le Trias charrié se complète vers le haut de calcaires qui doivent appartenir au Lias, dans les collines de Sa Serra, alors que, dans la partie méridionale de la chaîne, le Tithonique et un Néocomien à silex semblent reposer seuls sur les dolomies.

Nous donnons, figures 21 à 24, quelques coupes de ce Trias. Il n'y a pas d'autre raison paléontologique de définir le niveau de ces sédiments de base de la nappe charriée que dans le reste de la Sierra de Levante. Toutefois la coupe de Sa Serra, que nous donnons dans notre étude du Lias, montre que, sur ces dolomies (fig. 38), reposent plus de 60 mètres de calcaires en gros

bancs, couronnés par des couches bajociennes certaines. Ces dolomies sont donc antérieures au Lias supérieur, et plus que probablement correspondent au Trias supérieur ou au Lias inférieur.

Les marnes irisées sont beaucoup moins répandues dans la partie orientale de l'île que dans la Sierra septentrionale. Si elles nous sont inconnues dans les montagnes de Felanitx, nous avons quelques indices de leur existence près du cimetière d'Arta (*fide* DARDER) et vers Capdepera. La dépression que longe, puis que traverse la route royale avant d'arriver à cette dernière localité se

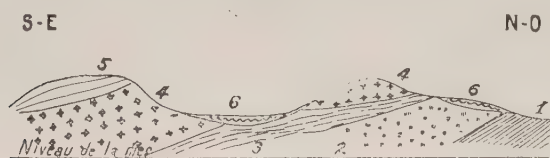


FIG. 21. — Coupe du Trias de Son Vedo (Arta).

(Ech. approximative 1/5 000°.)



FIG. 22. — Coupe du Trias de Sa Heretat.

montre formée de Néocomien très froissé en partie couvert par des cultures, et dont les bords sont sertis de Marès. Un chaînon qui s'étend de l'Heretat à Covanegra sépare cette dépression de la mer et, en dépit du Marès qui y forme des placages, on peut y observer le chevauchement de ce Néocomien par des dolomies avec interposition de calcaires marneux gris clair, en lits de 5 centimètres, et de marnes rouges et verdâtres. Nos figures 21 et 22 montrent le dispositif de ces couches, dans l'ordre suivant :

- 1° Calcaires et marno-calcaires lités du Crétacé.
- 2° Marnes rouges et verdâtres 6 à 3 mètres.
- 3° Marno-calcaires gris lités. 10 —
- 4° Dolomies du type de celles de Santueri. 50 —
- 5° Calcaires clairs lités (Néocomien?).
- 6° Marès.

Si dans les abords immédiats de Sa Serra et de Son Morey les dolomies semblent participer seules au recouvrement du Crétacé et du Nummulitique (voir fig. 23, la coupe transversale du lambeau charrié de Sa Serra), nous retrouvons avec les dolomies d'autres sédiments qui rappellent



FIG. 23. — Coupe transversale du lambeau charrié de Sa Serra. (Ech. 1/5.000°.)

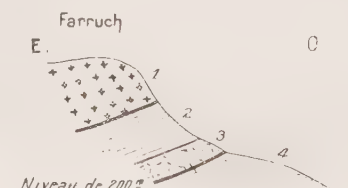


FIG. 24. — Coupe du Trias du Puig Farruch. (Ech. 1/10.000°.)

ceux du Trias de la Sierra, dans la coupe du versant Ouest du Puig Farruch (fig. 24), savoir, de haut en bas :

- 1° Dolomie sombre en gros bancs.
- 2° Dolomie grise en bancs minces 25 à 30 mètres.
- 3° Dolomie vacuolaire ou *cagneule* jaune. 10 —
- 4° Néocomien (en d'autres points le Nummulitique s'intercale entre le Néocomien et le Trias).

D'après les coupes ci-dessus, on est fondé à conclure que les dolomies du massif d'Arta sont

postérieures au Keuper inférieur, si tant est que les marnes rouges de Covañegra ne sont pas simplement dues à la décomposition de roches éruptives.

Si les marnes bariolées se sont véritablement déposées dans la série sédimentaire de la Sierra de Levante, il est probable que c'est selon leur niveau supérieur que se sont effectués les charriages. Une étude détaillée de la région devrait dans ce cas révéler quelques lambeaux de ce terrain qui ont dû certainement être entraînés et se trouver mêlés aux roches plus ou moins broyées de la surface de contact. Il convient toutefois de noter que dans l'île voisine de Minorque ce faciès n'existe pas.

D. COORDINATION DES OBSERVATIONS RELATIVES AU TRIAS DE MAJORQUE. — La Série inférieure de la Sierra principale comporte seule du Trias inférieur, toutes les autres ayant subi leur décollement tectonique au-dessus de ce niveau. Les différents éléments structuraux de la Sierra de Majorque n'en présentent pas moins une grande homogénéité quant au faciès qu'y revêt le Trias. La principale particularité des termes inférieurs est l'extension qu'y prennent les roches éruptives et les marnes irisées, sans d'ailleurs qu'une relation de cause à effet existe entre ces deux particularités. Au contraire, les roches volcaniques sont presque absentes de la Série III, et le faciès des marnes irisées y est rare. Il se pourrait, du reste, que ce faciès ne soit pas localisé dans la partie inférieure du Keuper (S. du P. Galatzó), et qu'ailleurs il y soit remplacé par des dolomies ou des gypses (vallée de Sa Granja, Série III, etc.).

Dans tout le reste de l'île, massif de Petra compris, c'est le faciès dolomitique qui prédomine dans les affleurements du Trias, mais on ne peut encore savoir si l'absence partielle des marnes irisées doit être considérée comme un caractère d'analogie avec la Série III ou comme due à une suppression tectonique. En tout cas, comme dans la Série III, les roches éruptives y manquent en général.

4° LE TRIAS D'IBIZA ET DE MINORQUE

A. IBIZA. — On verra, dans la brève description que nous donnons de cette île, le rôle important qu'y jouent les formations triasiques, non seulement parce que *c'est par les couches du Trias que s'est fait le décollement des éléments charriés*, mais parce que ce terrain affleure dans la partie N.E. d'Ibiza sur de larges surfaces.

En dépit de son extension, il a fourni assez peu de données stratigraphiques. MM. VIDAL et MOLINA y décrivent, en 1888, surtout des couches dolomitiques, mais ne citèrent aucun fossile permettant de dater ces sédiments.

NOLAN fait, par contre, mention de calcaires Noriens.

Nous allons donner ici quelques coupes qui montreront l'analogie du Trias de cette île avec celui de la Sierra de Majorque.

POINTE DE L'IGLESIA VEIA DE SANTA EULALIA. — Tout ce petit promontoire est formé par du Trias, dont les assises se succèdent dans l'ordre suivant de bas en haut :

- 1° Dolomie dure grise en bancs réguliers 30 à 80 mètres.
- 2° Calcaires bleu sombre à sections de grands Céphalopodes. 3 à 4 —
- 3° Calcaire bleu à taches noires 3 à 4 —
- 4° Calcaire en bancs séparés par des lits marneux d'où l'on peut extraire des
Hœrnesia socialis. La surface des bancs est couverte de Bivalves et de
Fucoïdes.
- 5° Calcaires massifs bleus.

Les analogies de faune et de faciès de ces couches avec celles des carrières de Canet à Majorque sont frappantes,

Dans le massif voisin de San Carlos, le Trias forme la presque totalité des collines. Il est principalement représenté par des dolomies et des calcaires à Fucoïdes. Toutes ces couches sont fortement et irrégulièrement plissées dans le détail. Mais leur ensemble forme une masse assez peu éloignée de l'horizontale. Leurs rapports avec les marnes irisées qui, accompagnées de gypse, apparaissent le long de la côte depuis le Pou den Llevo jusqu'au Nord de la Playa Figueral, sont encore incertains.



FIG. 25. — Trias de la Cala Maslella (Ibiza). (Ech. 1/2.000°.)

Le Trias rouge se montre de même au S.E. des collines de San Carlos, et on l'observe vraisemblablement sur le Miocène entre la Cala Maslella et la crique au Sud du Cabo Roig (fig. 25). Enfin des gypses sont exploités dans les marnes rouges qui affleurent au pied S O. dudit cap, où elles sont surmontées par une grande épaisseur de calcaires bleus lités à pistes. On les voit reparaître dans le bas des parois, entre le Cabo Roig et la Punta Valls. Nous n'avons pas trouvé de fossiles dans ces Calcaires à Fucoïdes, et nous ne pouvons dire s'ils appartiennent au Keuper ou au Muschelkalk. Le Jurassique transgressif du massif du Puig Aguila reposant sur des marnes irisées, ainsi qu'on peut le voir à la Cala San Vicente — et, plus certainement, dans un ravineau que traverse le chemin de la Playa Figueral à la Cala San Vicente —, il est certain que ce Trias n'est pas renversé. Jusqu'à ce que l'on ait établi l'âge Norien des calcaires à pistes du Cabo Roig, on peut se demander si les marnes irisées ne seraient pas ici plus anciennes que le Keuper.

Tout ce massif triasique de San Carlos est injecté de roches éruptives auxquelles est due la minéralisation des dolomies où déjà les Phéniciens et les Romains ont exploité des galènes argentifères.

Cala Llonga. — La coupe de Cala Llonga (fig. 26) est intéressante en ce qu'elle montre un

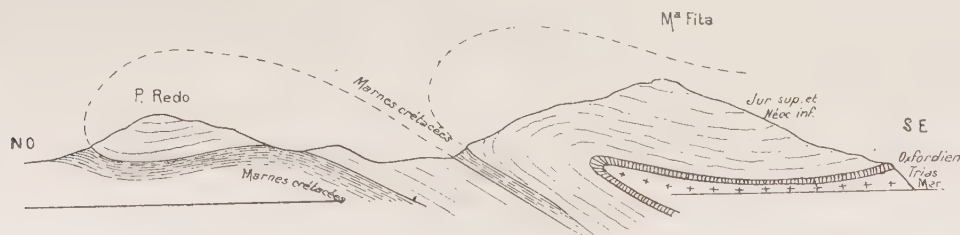


FIG. 26. — Trias de Cala Llonga. (Ech. 1/20.000°.)

bon exemple du cas fréquent où l'Oxfordien, transgressif sur le Trias, repose sur des dolomies. Il est presque toujours impossible de savoir si ces dolomies sont antérieures ou postérieures aux marnes irisées, la dislocation des couches inspirant des doutes sur le sens de leurs rapports apparents.

Puig den Gaixu. — Notre coupe 27 montre toutefois une lame de Trias charriée, ou poussée sur du Miocène (1) et formée à sa base de marnes irisées (2); supportant des dolomies (3), sur lesquelles reposent enfin des couches marno-calcaires blanches (4), que l'on peut attribuer au Crétacé. Ce type d'affleurement de Trias est de beaucoup le plus fréquent; on le retrouve du Puig Negre aux amples chevauchements de dolomies et de marnes irisées sur du Miocène à *Clypeaster* qui s'étendent entre le Plà de San Mateo, San Miguel et la Cova Orença.

Sierra de Rafal Trobat. — Dans le ravin de Rafal Trobat, se trouve une fenêtre complexe, où sous le Jurassique supérieur qui forme les versants de la gorge apparaît le Trias formé de haut

en bas de calcaires bleus, de calcaires à pistes, de marnes irisées et de dolomies reposant sur du Néogène. Sous ce Tertiaire qui est, comme les divers niveaux du Trias, réduit à quelques mètres, se voient des dolomies, des calcaires en plaquettes, des calcaires à pistes, etc. L'étude d'une telle fenêtre est sans intérêt stratigraphique, mais elle montre les difficultés auxquelles se heurtent ceux qui tentent d'établir une coupe d'ensemble du Trias dans ces régions.

Coordonnant les observations que nous avons réunies sur Ibiza et dont les coupes qui précèdent donnent les plus typiques, nous attribuerons au Trias de cette île la composition suivante, sous réserve d'une étude détaillée qui demeure nécessaire :

Werfénien. — Ne paraît pas affleurer.

Muschelkalk. — Comme à Majorque, ce terrain semble comporter des dolomies en gros bancs de 30 à 60 mètres de puissance, surmontées de calcaires à pistes qui appartiennent encore au Virglorien. Il est probable que, parmi les importantes masses de ces calcaires à Fucoïdes de la région de San Carlos, on pourra trouver des raisons d'en rapporter une part au Ladinien. NOLAN a recueilli quelques débris de *Daonella franconica* TORN. qui prouvent la présence du Trias moyen à Ibiza.

Keuper. — Jusqu'à présent, on peut rapporter au Carnien le niveau de marnes irisées à gypse qui s'observe dans toute l'île. Le Norien serait représenté dans ce cas par les dolomies qui surmontent ces marnes, ainsi que par les calcaires à pistes du Cabo Roig. Mais ce dernier fait est à vérifier.

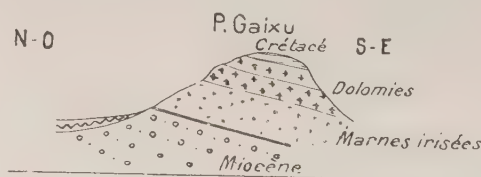


FIG. 27. — Trias du Puig den Gaixu. (Ech. 1/5.000^e.)

Telle qu'elle nous apparaît, cette coupe d'ensemble du Trias rappelle en tous points celle qu'on observe dans la Sierra de Majorque; même, le niveau de l'Iglesia veia de Santa Eulalia paraît être celui de Canet. Par contre, le Trias est ici assez différent de celui que nous avons décrit dans la Sierra de Levante.

Le gypse accompagnant les Marnes irisées, les roches éruptives largement représentées à Ibiza complètent les analogies avec la Sierra de Majorque. Nous n'avons pas eu le loisir de faire l'étude de ces roches éruptives qui, pour autant qu'on peut en juger à l'œil nu sur des fragments toujours très décomposés, se montrent semblables à celles de Majorque et différentes des Ophites accompagnant le Trias sur la côte d'Espagne.

B. LE TRIAS DE MINORQUE. — TORNQUIST a complété les observations d'HERMITE et de NOLAN sur cette île. Il y a distingué (Covas Vedras, Ciudadella, etc.) les trois termes du Trias avec la composition suivante :

Werfénien. — Grès bigarrés reposant par l'intermédiaire de poudingues peu épais sur le Dévonien plissé. Hermite aurait trouvé dans ces grès *Equisetum arenaceum* BRONN. A leur partie supérieure, ils passent à des marnes rouges de 15 à 20 mètres de puissance. L'épaisseur totale du Trias inférieur est variable. Elle dépasse beaucoup en certains points — à la montagne de Santa Agueda notamment — les 50 mètres que lui assigne TORNQUIST.

Muschelkalk. — Calcaires compacts et Calcaires à Fucoïdes.

A la base, niveau coquillier. Puis calcaires à Fucoïdes à *Cælostylina gregarea* SCHL., *Myophoria orbicularis* GOLDF., *Phænodesmia*, représentant sans doute la Virglorien.

Ensuite viennent des couches à *Protrachyceras Curioni* MOS., *Protrachyceras Vilanovæ* VERN., *Arpadites* sp., *Longobardites* sp., *Gymnites* sp., que les auteurs classent dans le Ladinien inférieur, puis des calcaires minces lités à *Daonella franconica* TORN. (= *Daonella Lommeli* auct.) et enfin un ensemble de bancs de calcaires à pistes et de calcaires compacts par lesquels se termine le Trias moyen.

Keuper. — C'est avec le Trias supérieur que l'on note les plus grandes différences entre Minorque et les autres Baléares. TORNQUIST y a observé des dolomies compactes et des cargneules,

puis des dolomies plus ou moins bréchiformes et des marnes foncées. Il n'y a pas de marnes irisées ni de gypse.

On n'a pas signalé de roches éruptives triasiques ou post-triasiques à Minorque. HERMITE a

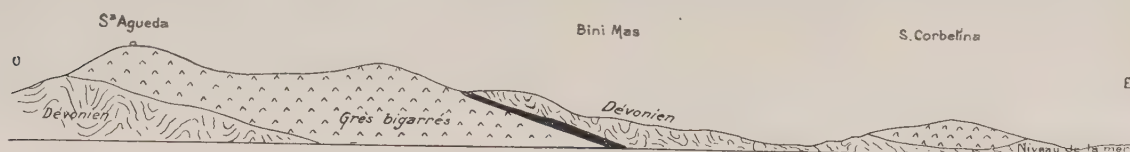


FIG. 28. — Coupe O.-E. du Monte Santa Agueda (Majorque). (Echelle 1/15.000^e.)

recueilli des échantillons d'une Porphyrite andésitique traversant le Dévonien, dans un lieu où l'absence du Trias empêche de dater cette roche. Nous avons toutefois observé dans les couches

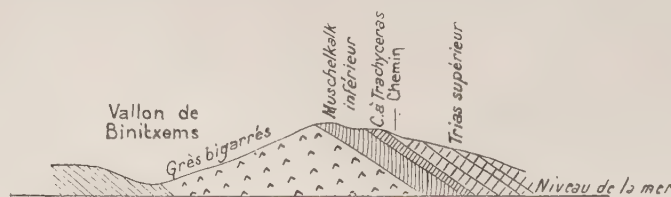


FIG. 29. — Coupe du Trias de Binixtems (Minorque). (Ech. 1/5.000^e.)

dévoniennes de Ferragut des bombes volcaniques, ou au moins des fragments de roches volcaniques qui semblent établir l'âge dévonien de ces éruptions.

Cette absence de roches éruptives dans le Trias de Minorque serait une nouvelle différence à



FIG. 30. — Coupe du Trias des abords de Casa Bufera (Minorque). (Echelle 1/15.000^e.)

ajouter à celles que l'on connaît entre cette île et le reste de l'archipel. Nos figures 28 à 30 montrent trois coupes relevées par nous, desquelles ressort surtout l'épaisseur considérable du Werfénien.

4° LES FACIÈS DU TRIAS EN DIVERS POINTS DES CÔTES DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

Le type « germanique » du Trias avec lequel celui des Baléares ne présente que d'incomplètes analogies est connu dans une partie de la Péninsule Ibérique, et principalement en Aragon (Dereims). Dans les environs de Barcelone, sur des grès bigarrés assez différents du type ordinaire, et qu'il faut peut-être rattacher à la partie supérieure du Werfénien, repose un Muschelkalk à faune spéciale, mais que MOJSISOVICS (*in* R. DOUVILLÉ, *Espagne*, p. 45) considère pourtant comme de caractère germanique. Il se termine par des grès marneux à gypse, des couches à Fucoïdes et des cargneules.

Dans la seule région de Mora de Ebro (Prov. de Tarragone), on connaît un Muschelkalk de type pétrographique germanique comportant une faune méditerranéenne.

Dans les montagnes de la province de Valence, nous avons observé aux abords de Tabernes de Valldigna des marnes irisées surmontées par des dolomies, auxquelles fait suite le Lias de la même façon qu'à Majorque.

Ce sont pareillement des marnes irisées qui forment la presque totalité du Trias de la province d'Alicante. NICKLÈS a cité de rares coupes et elles sont accompagnées par des calcaires dolomitiques ou des calcaires marneux à traces de bivalves indéterminables. Depuis, il a émis l'hypothèse que les marnes et gypses de ces régions ont servi de surface de décollement lors des dislocations tectoniques tertiaires ; nos observations personnelles et celles que nous avons faites en compagnie de M. GIGNOUX confirment en partie ces vues. Il n'en reste pas moins que rien ne permet de fixer l'âge exact des marnes irisées de cette partie de la chaîne subbétique.

On connaît très peu de choses sur le Trias de Murcie. Il semble toutefois que les énormes masses dolomitiques qui donnent aux montagnes d'Orihuela un caractère d'âpreté dantesque soient triasiques. Elles représenteraient le début des formations dolomitiques qui ont été rapportées au Trias et dans lesquelles ont pris naissance les filons et amas minéralisés que l'on exploite, depuis la plus haute antiquité, dans les montagnes de Carthagène, et jusqu'à la Sierra Alhamilla. Ces dolomies se poursuivent encore bien plus loin vers le S.O., et c'est dans la Sierra de Gador que GONZALO Y TARIN découvrit une faunule rattachant les calcaires qui la contiennent au Muschelkalk. Il semble toutefois que seuls les dolomies et calcaires dolomitiques de ces diverses montagnes soient triasiques et que les couches schisteuses, contenant quelquefois du gypse, telles que le niveau appelé *laguena* par les mineurs, y appartiennent encore au Permien, certains géologues en font un équivalent du Werfénien.

On admet que ce Trias de la chaîne bétique et des Alpujarras est partiellement métamorphisé.

Par contre, le Trias de la chaîne subbétique conserve les principaux caractères que nous lui connaissons dans les environs d'Alicante. MALLADA, M. BERTRAND et KILIAN, puis R. DOUVILLÉ ont montré qu'il se compose principalement de grès bigarrés à la base, puis que le faciès des marnes irisées à gypse apparaît immédiatement, alternant irrégulièrement *sans loi* avec des dolomies ou des calcaires, en sorte que dans l'ensemble du Trias moyen et supérieur toute coupure demeure impossible à placer. Il est probable que l'abondance des marnes irisées dans les montagnes d'Alicante et les intercalations si rares et incohérentes de termes calcaires qu'on y observe doivent être attribuées en partie à des particularités stratigraphiques analogues.

On sait que, dans l'Afrique du Nord, le Trias dont la base est à peu près inconnue revêt dans sa plus grande partie le faciès lagunaire. MM. GENTIL, JOLEAUD et LECOINTRE y mentionnent surtout des marnes irisées salifères au Maroc. En Algérie, on le connaît sous le même faciès qui semble envahir déjà le Virglorien et se poursuit peut-être jusqu'au Rhétien (HAUG, *Traité*, p. 873). Récemment, M. JOLEAUD a décrit dans l'Extrême-Sud tunisien (*B. S. G. F.*, t. XVIII, p. 178) des assises représentant le Trias complet à faciès germanique. Par contre les formations de ce système, étudiées dans le Djebel Gharian par M. PARONA, s'y montrent peuplées de plusieurs espèces de Bivalves « alpins » (?). La séparation entre les domaines alpin et occidental n'est ici pas encore définie.

Dans les régions corse et sarde, TORNUST a mis en lumière le fait que les massifs cristallins de ces deux îles ont servi de barrière entre le domaine occidental de la mer triasique et son domaine oriental caractérisé à l'Est de la Corse par le faciès dit « des Alpes occidentales », et, surtout en Italie et en Sicile, par le faciès du Tyrol à Daonelles et à Céphalopodes spéciaux.

6° HYPOTHÈSES RELATIVES A LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU TRIAS DANS LE BASSIN DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

Le type moyen du Trias dans la partie occidentale de la Méditerranée se montre formé, à la base de grès bigarrés, puis d'une série de couches correspondant à une phase franchement marine, à faune germanique ; il s'achève enfin par un épisode plus ou moins lagunaire, à marnes bariolées et à gypses, très largement étendu.

Dans la région provençale, le Trias présente une composition transitoire entre celles du Trias briançonnais et du Trias dit germanique.

Aux abords de la Meseta et de la zone subbétique, les dépôts triasiques acquièrent des caractères plus fortement détritiques, quant à leurs termes inférieurs, et plus lagunaires, dès le Muschelkalk. Le type ainsi réalisé se retrouve dans presque toutes les régions qui entourent la Méditerranée occidentale : Maroc, Algérie, Tunisie. Dans le Sud Tunisien, le Trias moyen, tout en conservant des niveaux gypseux, admet au Ladinien un épisode marin.

Une dépression, ou une zone qui paraît avoir été assez étroite, fut toutefois mise, précisément au Ladinien, en communication avec la mer orientale. Il est curieux de constater que la répartition des Céphalopodes spéciaux qui nous révèlent ces relations s'est faite seulement dans l'alignement jalonné par Minorque et Mora de Ebro. Quelques *Protrachyceras* se sont égarés sur la côte de Sardaigne. Toutefois, alors que la largeur de la zone où se sont répandus les Céphalopodes est réduite, les Daonelles et les Monotis ont gagné assez largement de part et d'autre de ce chenal et se sont étendus jusqu'à Ibiza, Alicante et même Almería.

Cette partie de la mer occidentale qui comportait soit une profondeur, soit un régime de courants qui la différenciaient du reste du bassin, n'a pas tardé à diminuer d'étendue. Dès le début du Trias supérieur le faciès gypsifère du Keuper recouvre, soit dans la province de Tarragone, soit dans celles d'Almería et d'Alicante, soit même à Ibiza et à Majorque, les dépôts à faune marine.

A Minorque seulement la sédimentation conserve un cachet plus franchement marin jusqu'au Norien où elle revêt le faciès dolomitique.

On observe donc un mouvement transgressif qui se fait sentir au Ladinien inférieur, à Minorque et dans la basse vallée de l'Ebre; puis, avec un léger retard, au Ladinien moyen à la périphérie de ce bassin, avec les couches à Daonelles. Bien qu'aucun caractère alpin ne s'y reconnaisse, la Tunisie du Sud paraît avoir subi un contre-coup de ce mouvement transgressif.

La question de savoir par où sont arrivées les faunes alpines dans l'immense cul-de-sac d'eau peu profonde de la mer occidentale demeure ouverte, mais l'indice qui nous est apporté par les *Protrachyceras longobardicum* Mojs., égarés, de la Nurra de Sassari, semble confirmer soit l'hypothèse émise jadis par M. HAUG et TORNQUIST d'une relation maritime avec la mer orientale par le sud de la Sardaigne, soit celle d'une rupture du seuil corso-sarde entre la Corse et la Sardaigne.

La très grande régularité de la répartition des dépôts détritiques ou lagunaires sur le pourtour de la Méditerranée occidentale nous porte toutefois à croire qu'il n'y a pas eu à proprement parler pénétration du géosynclinal alpin dans ces régions et que l'apparition sans lendemain des faunes orientales — d'ailleurs incomplètement représentées — dans ce bassin n'a pu être provoquée que par la création momentanée de communications qui ne furent que temporairement suffisantes à la migration de quelques formes de Céphalopodes et de Bivalves alpins.

Par contre, il est permis de se demander si l'apparition de Dolomies sur les Marnes irisées de Majorque, d'Ibiza, de Tarragone, etc., ne marque pas l'ébauche d'un approfondissement, encore localisé, puisqu'il ne se répercute ni en Provence, ni en Algérie, mais qui préluderait ici à la transgression liasique.

CHAPITRE II

TERRAINS JURASSIQUES

I. *Historique. — Divisions. — Répartition.*

- II. *Le Lias* : 1° Historique et répartition; 2° Le Lias de la Sierra de Majorque : a) Série I; b) Série II; c) Série III. — 3° Le Lias des autres parties de Majorque : a) Sierra de Felanitx et Massif de Randa; b) Massif d'Arta; c) Centre de l'île; d) Cabrera; e) Coordinations. — 4° Le Lias des autres îles : A. Ibiza; B. Minorque. — 5° Caractères lithologiques du Lias de Majorque. — 6° Liste des faunes du Lias des îles Baléares. — 7° Les faciès du Lias sur le pourtour de la Méditerranée occidentale. — 8° Hypothèses relatives à la paléogéographie du Lias dans le bassin de la Méditerranée occidentale.
- III. *Le Jurassique moyen* : 1° Historique et répartition. — 2° Le Jurassique moyen dans l'île de Majorque : a) Sierra principale; b) Massif d'Arta; c) Massif de Randa; d) Région de Petra; e) Coordinations; f) Caractères lithologiques des roches du Jurassique moyen de Majorque. — 3° Le Jurassique moyen dans le reste de l'Archipel. — 4° Liste de la faune du Jurassique moyen des îles Baléares. — 5° Les affleurements de Jurassique moyen sur le pourtour de la Méditerranée occidentale. — 6° Hypothèses relatives à la paléogéographie du Jurassique moyen dans le bassin de la Méditerranée occidentale.
- IV. *Le Jurassique supérieur* : A. Le Jurassique supérieur (Tithonique exclu). — 1° à Majorque. 2° à Ibiza. — 3° Liste des fossiles oxfordiens et rauraciens recueillis dans les îles Baléares.
- B. La transgression tithonique : 1° Le Tithonique de la Sierra de Majorque : a) Série I; b) Série II; c) Série III; 2° Le Tithonique du reste de l'île : a) Massif de Santueri; b) Massif d'Arta; c) Massif de Randa; d) Cabrera; e) Caractères lithologiques du Tithonique à Majorque; f) Coordinations. Le Jurassique supérieur à Majorque. — 3° Le Tithonique de l'île d'Ibiza. — 4° Liste générale des fossiles du Tithonique de Majorque et d'Ibiza.
- C. Répartition du Jurassique supérieur sur le pourtour de la Méditerranée occidentale.
- D. Hypothèses relatives à la paléogéographie du Jurassique supérieur dans le bassin de la Méditerranée occidentale.

I. HISTORIQUE. — DIVISIONS. — RÉPARTITION

Les terrains jurassiques ont été découverts à Majorque par LA MARMORA et Elie DE BEAUMONT. Depuis lors, tous les géologues ont attribué à ce système une grande importance dans la stratigraphie de l'île et en particulier dans la constitution de la cordillère principale.

HERMITE qui eut le mérite d'en distinguer les formations triasiques a toutefois figuré dans sa carte la très grande majorité de la surface de cette chaîne, ainsi que de celle du Levant, comme composée d'affleurements jurassiques. LOZANO l'a imité.

M. DARDER dans son intéressant mémoire démontra en 1913 [48] que l'extension du Trias est beaucoup plus grande que ses prédécesseurs ne l'avaient supposé : un coup d'œil sur notre carte montrera en quel état nous laissons la question quant à la chaîne septentrionale.

Il apparaît nettement que le Trias qui n'avait point été signalé dans la Sierra de Levante y joue en réalité un rôle assez important. Mais la rareté des fossiles rend plus difficile la définition stratigraphique exacte d'un grand nombre de couches calcaires jadis placées par HERMITE et LOZANO dans le Jurassique; et si, comme nous le verrons plus loin, on peut déterminer dans cette région la présence du Lias supérieur, du Bajocien et du Tithonique, celle du Lias inférieur demeure encore douteuse.

Il n'y a pas moins de réserves à faire quant aux hypothèses d'HERMITE sur l'âge exact des divers sédiments jurassiques.

Le cadre qu'il a tracé demeure, mais le détail des niveaux nous paraît être différent de celui qu'il

indiquait. Toutefois nous abordons ici une question rendue triplement délicate, tant par les dislocations tectoniques des assises qui empêchent d'en étudier la continuité, que par la rareté des fossiles et par l'existence très probable de lacunes stratigraphiques importantes, et nous devons dès l'abord faire observer que les recherches faites sur place par M. DARDER l'ont amené, sauf erreur, à des conclusions assez différentes des nôtres.

Pour HERMITE, bien qu'il n'ait trouvé le Lias fossilifère qu'en deux points de l'île (Calcaires à *Spiriferina rostrata* ZIETEN à Maria au centre de l'île, et Calcaires à *Terebratula Davidsoni* HAIME à la Muleta de Soller), ainsi que l'Oxfordien vers le Puig l'Ofre, il suppose que la série stratigraphique se complètera de nouvelles découvertes et que tous ou presque tous les termes du Jurassique s'y trouveront représentés.

Pour M. DARDER, le Jurassique moyen et supérieur existerait en entier, la présence du Lias étant hors de doute. NOLAN admet une lacune comprise entre le Callovien et le Rauracien.

Pour nous, sous réserve de nouvelles découvertes de terrains nettement datés, nous sommes arrivé à considérer la série jurassique de Majorque comme formée des éléments suivants :

Lias. — *Un terme inférieur* reposant sur le Trias et formé de Dolomie bréchoïde, équivalent probable du Lias inférieur, mais sans fossiles ;

Un terme moyen, constitué par des calcaires saccharoïdes blancs ou gris sans fossiles, admettant localement des bancs de calcaires sublithographiques, pétris de petits gastropodes et des lits de calcaires à gros grains de quartz rose. Ce serait à la partie supérieure de ce niveau que se placeraient les marno-calcaires à *Polymorphites Jamesoni* Sow. sp. de la Muleta ;

Un terme supérieur composé de marno-calcaires clairs à *Haplopleuroceras subspatum* BUCKM.

Jurassique moyen (Oolithique inférieur, *p. parte*). — Le Bajocien et peut-être le Bathonien se sont déposés sur toute la surface de l'île et comportent des marno-calcaires peuplés par une faune assez abondante, mais une phase d'érosion anté-tithonique a démantelé la majeure partie de ces formations dont il ne reste plus que quelques débris au S.O. de la chaîne, vers Alcudia, et dans la Sierra de Levante.

Jurassique supérieur (Oolithique moyen et supérieur). — Bien que NOLAN ait cité et recueilli des fossiles rauraciens, nous n'avons pu en trouver aucun qui fût indubitablement en place. Leur présence dans des sédiments rubéfiés, qui n'ont été trouvés du reste qu'en de très rares gisements, nous porte à les croire remaniés. Il n'en résulterait pas moins que ce terrain s'est déposé au moins localement à Majorque, mais nous ne l'avons pas identifié *in situ*. Il n'est donc pas porté sur notre carte.

Le Tithonique est le seul niveau du Jurassique supérieur qui soit ici parfaitement caractérisé. C'est, avec le Miocène, un des meilleurs repères tectoniques, et on verra par la liste de sa faune qu'il est assez riche en Ammonites.

HERMITE avait fait mention de couches aussi douteuses que celles de Majorque dans les montagnes de Minorque. Aucun nouveau document n'a été recueilli sur elles, sauf les quelques observations que nous avons faites en 1911.

Quant à Ibiza, nous y connaissions d'après VIDAL et MOLINA un Oxfordien assez riche en Ammonites, et NOLAN y avait signalé le Tithonique pyriteux reposant sur le Kimeridgien et le Séquanien à *Oppelia tenuilobata*.

Nous examinerons successivement ces diverses formations en en groupant l'étude dans les trois sections suivantes ¹ :

LIAS.

JURASSIQUE MOYEN (Oolithique inférieur *p. parte*).

JURASSIQUE SUPÉRIEUR.

¹ Bien qu'usant toutes les fois où c'est possible des termes stratigraphiques d'*Oolithique inférieur, moyen et supérieur* rendus classiques par le *Traité* de M. HAUG, nous sommes souvent forcé d'employer les anciennes locutions.

L'Oolithique inférieur en effet comprend le Bajocien, le Bathonien et le Callovien. Or seuls les deux premiers étages sont représentés à Majorque en un ensemble correspondant au Dogger des Allemands, auquel nous devons restituer pour l'exactitude de notre rédaction la dénomination ancienne de « Jurassique moyen ». Il en est de même du terme de Jurassique supérieur pris, ici, dans son acception ancienne.

II. LE LIAS

1° HISTORIQUE ET RÉPARTITION

Les observations que nous venons de faire au sujet du Jurassique en général s'appliquent plus particulièrement au Lias, seul étudié avec quelque précision jusqu'ici. Nous nous dispenserons donc de les répéter ici.

Les dislocations de la Sierra principale ne permettent pas d'observer de point réunissant en une seule coupe la totalité des assises du Lias unies à celles qui, stratigraphiquement, les encadrent.

Le cas le plus fréquent est celui où, dans une écaille, le calcaire liasique couronne les assises du Trias. On observe alors soit la superposition de calcaires massifs saccharoïdes blancs à des dolomies, soit l'intercalation entre ces deux éléments lithologiques d'une certaine épaisseur de brèche dolomitique que nous rapportons au Lias inférieur, ainsi qu'on verra plus loin.

La masse principale du Lias est formée de calcaires saccharoïdes du reste assez peu épais et dont la puissance ne semble guère dépasser 200 mètres. Le caractère de la roche varie assez largement et le grain saccharoïde fin qui la distingue dans la région d'Andraitx fait place à un aspect subdolomitique dans la Sierra Burguesa et à un type plus gris, plus argileux, et, aussi, souvent, mieux lité vers le Puig Mayor et le N.E. de la chaîne.

Il n'est du reste pas certain que ces divers types de calcaires soient contemporains. Leur propre est d'être absolument privés de fossiles, et l'attribution que nous en faisons au Lias est surtout basée sur des raisons lithologiques et sur la place qu'ils occupent dans la série des terrains d'âge connu.

Parmi ces derniers, nous comptons le Lias supérieur, qui partout où nous l'avons identifié, se montre constitué par des marno-calcaires plus ou moins clairs, renfermant une faune d'Ammonites assez pauvre, mais suffisante pour les dater.

La superposition du Lias supérieur aux calcaires du Lias moyen s'observe en divers points. Mais il n'est pas certain que l'apparition du faciès marno-calcaire ou marno-sableux ait lieu d'une manière tout à fait générale au début du Lias supérieur. La coupe de la Muleta montrera dans un affleurement très localisé des marno-calcaires à ciment d'âge toarcien. Celle de S'Arró présentera à l'observateur un calcaire liasique très réduit par rapport aux grès et marnes qui le couronnent. Enfin le gisement ambigu de Cosconá montrera que les couches à *Hildoceras bifrons* déjà signalées par NOLAN à Aumallutx se retrouvent dans la série inférieure.

Nous donnerons successivement quelques coupes caractéristiques du Lias des divers éléments tectoniques de la Sierra de Majorque, puis, comme nous l'avons fait pour le Trias, nous rechercherons dans le reste de l'Archipel et sur la côte des termes de comparaison.

2° LE LIAS DE LA SIERRA DE MAJORQUE

a) **Lias de la série I.** — DRAGONERA. — Malgré son étroitesse, cet îlot comporte deux imbrications superposées. Il se peut qu'elles ne représentent que des accidents locaux de la série inférieure, comme aussi qu'elles appartiennent à une des lames charriées. Nous admettrons que l'imbrication inférieure se rattache à la série I.

On y observe (fig. 133) la coupe suivante de bas en haut :

1° Dolomie du Trias.	
2° Calcaire lité	4 mètres.
3° Calcaire à Entroques	2 —
4° Calcaire à silex	10 —
5° Calcaire marneux à traces de Harpoceratidés	5 —
6° Calcaire dur lité.	5 —
7° Fausse brèche rouge tithonique.	6 —
8° Dolomie triasique de l'imbrication supérieure.	
9° Calcaire saccharoïde massif du Lias supérieur.	

Cette coupe montre donc un terme inférieur dont les couches 2 et 3 doivent représenter une partie du Lias inférieur et moyen, puis des calcaires à silex et des marno-calcaires qu'il paraît convenable, par analogie avec les coupes que nous étudierons plus loin, de placer dans le Lias supérieur.

La deuxième imbrication comporte sur les dolomies une masse beaucoup plus importante de calcaires dont les caractères répondent mieux au type saccharoïde clair que nous montrerons être le plus communément répandu dans la Sierra.

LA MULETA. (Voir dispositif d'ensemble et description détaillée profils, pl. V et VI et ch. XIV.)

Le rôle que joue le promontoire de la Muleta dans la tectonique de Majorque est encore à élucider. Quel qu'il soit, c'est en ce point qu'on trouve le seul gisement de Lias moyen de la chaîne. Connue depuis HAIME, il a été étudié par HERMITE, et nos recherches personnelles ne nous ont pas permis d'y trouver autant de fossiles que ces auteurs.

La coupe de ses assises est à rechercher en deux endroits :

Le promontoire du poste T.S.F. de Soller montre des couches litées en bancs épais et gauchies ou légèrement ondulées.

Sur les dolomies du Trias apparaissent de fausses brèches — ou de vraies brèches — dont certains éléments semblent dolomitiques et d'autres marno-calcaires.

Au-dessus, on observe des marno-calcaires gris bleu durs et sur le tout des calcaires en gros bancs à patine bleue.

Le haut du promontoire ne montre sur ces assises que des débris de Néogène. Mais deux failles ont abaissé un compartiment de cet ensemble et c'est grâce à elles, que s'est conservé le Lias marno-calcaire à Brachiopodes de la Muleta.

1° Calcaire lité gris souris légèrement saccharoïde en bancs de 0 m. 80 à 1 m. 20 avec parties plus claires	30 mètres.
2° Calcaire à patine bleue à sections de gastropodes, de bivalves pentacrines, en bancs de 1 m. 20.	8 —
3° Calcaires marneux à débris organiques	4 —
4° Calcaires marneux avec nids de débris de bivalves et gastropodes.	6 —
5° Calcaire gris à grain fin	20 —
6° Calcaire lité.	10 —
7° Marno-calcaires inférieurs à cassure bleue et patine jaune avec marnes bleues intercalées entre les bancs	20 —
8° Marno-calcaires supérieurs plus lités, bleus à patine jaune; peu d'intercalations marneuses entre les bancs	20 —
9° Marnes sableuses jaunes.	3 —
10° Grès jaunes durs et fins lités en bancs de 0 m. 70 (patine rose).	6 —
11° Grès jaunes avec lits de grains de quartz	12 —
12° Grès à gros grains de quartz (pendage au N.O.)	30 —
13° Bancs de calcaire gris rose et gris terne avec rares entroques — séparés par des délits marneux	10 —
14° Calcaire gris brun	4 —
15° Calcaire avec lits de grains siliceux	5 —
16° Calcaires fins saccharoïdes bariolés	5 —
17° Calcaire gris gréseux.	10 —
18° Calcaire marneux gris	10 —

Transgressif sur les niveaux supérieurs de ce Jurassique repose le Néogène à *Clypeaster* de Cas Minon.

Une faille limite au Sud ce compartiment (fig. 149) et sa lèvre méridionale est formée par du calcaire saccharoïde massif que l'on voit reposer en face de Can Coma sur des dolomies triasiques.

N'ayant recueilli nous-même qu'un petit nombre de formes dans ce gisement, nous repro-

duirons la liste de HERMITE pour mémoire en marquant en marge de la lettre F. les espèces que nous avons personnellement trouvées :

II. <i>Polymorphites Jamesoni</i> SOW. sp.	H. <i>Inoceramus</i> sp.
H. <i>Polymorphites</i> cf. <i>densinodus</i> OPP. sp.	H. <i>Hinnites velatus</i> GOLD.
II. <i>Belemnites</i> cf. <i>niger</i> .	H. <i>Pecten textorius</i> SCHL. (ROEMER).
H. <i>Natica</i> sp. (?)	H. <i>Pecten disciformis</i> SCHUB. ZIETEN.
H. <i>Goniomya</i> cf. <i>heteropleura</i> AGASS.	H. <i>Pecten Lacazei</i> HAIME.
H. <i>Pleuromya æquistriata</i> AGASS.	H. <i>Pecten</i> sp.
H. <i>Pleuromya glabra</i> AGASS.	H. <i>Ostræa Marmorai</i> HAIME.
H. <i>Pleuromya</i> 3 sp. (sic).	F. <i>Trigonia</i> sp.
F.H. <i>Pholadomya reticulata</i> AGASS.	F.H. <i>Rynchonella tetraedra</i> SOW.
H. <i>Arcomya acuta</i> ? AGASS.	F. <i>Rynchonella tetraedra</i> SOW. var. <i>Northamptonensis</i> DAV.
II. <i>Mactromya liasina</i> AGASS.	H. <i>Rhynchonella</i> sp.
H. <i>Lima</i> cf. <i>pectinoides</i> SOW.	F.H. <i>Terebratula Davidsoni</i> HAIME (= <i>T. punctata</i> SOW.).
F.H. <i>Mytilus</i> sp.	
H. <i>Inoceramus dubius</i> SOW. (ZIETEN).	

Cette faune correspond donc bien au Lias moyen. Si la détermination des Ammonites est exacte, le Pliensbachien y est représenté. Ce faciès est analogue au « faciès espagnol » de Choffat.

LA CALOBRA. — On a vu que les assises triasiques assez complexes de la Calobra étaient couronnées par des calcaires massifs que nous rapportons au Lias. (Chap. I, fig. 9.)

Nous n'avons pas observé, au contact des deux terrains, les dolomies bréchoïdes de la base du Lias ; par contre, dans un synclinal pincé au S. d'El Bosque, apparaît une bande écrasée de marno-calcaires du Lias supérieur. Cette bande nous permet de rapporter au Lias moyen et probablement aussi au Lias inférieur les puissantes masses calcaires qui constituent tout le massif de La Costera et qui se poursuivent de l'autre côté du Torrente de Pareys vers et sous le P. Caragolé et le Puig Roig.

Il convient de noter que, si la base de ce Lias paraît débiter par des calcaires massifs plus ou moins saccharoïdes à l'est de la Calobra, on observe dans l'ensellement qui rattache à la côte le Morro de la Vaca la succession suivante (fig. 151) :

- 3° Eruptif.
- 4° Dolomie du Trias.
- 5° Calcaire gris brun veiné de calcite, lité.
- 6° Calcaire dolomitique.
- 7° Calcaire massif.

Nous n'avons recueilli aucun fossile dans cette région, mais la collection NOLAN renferme un Pectinidé qui paraît bien être le *Chlamys Hehli* d'ORB. sp. et qui provient « de la montée de la Calobra » ; quoique cette explication ne nous fixe guère sur le gisement de ce fossile, il confirme nos vues, puisque le calcaire dont il est extrait se trouve ainsi classé dans le Lias moyen.

Nous ne connaissons que mal les rapports du Trias et du Lias de la série inférieure sous le massif du P. Caragolé et vers Ariant, car l'abord des falaises est fort difficile.

En général, dans toute cette zone comme dans le massif de La Costera, les calcaires massifs sont creusés de lapiez ; leur couverture sédimentaire a disparu, décapée ; localement des dépôts transgressifs de Néogène sont venus se souder sur eux. En de rares points, grâce à des plis ou à des cassures comme celle d'El Bosque, les marno-calcaires du Lias supérieur ont été conservés. Tel est le cas de la croupe qui s'abaisse au flanc du P. Roig, de Coscona, vers le Torrente de Pareys. Des marno-calcaires sableux légèrement jaunâtres y apparaissent dans les conditions figurées et décrites ch. XIX, fig. 192 et profil pl. VII. Mais à la partie supérieure de ces marno-calcaires vient un amas de cailloux roulés et de blocs plus ou moins dissociés dont il est difficile de dire si ce conglomérat est miocène ou d'une autre époque. Quoi qu'il en soit, seuls, les blocs de ce

conglomérat nous ont fourni des fossiles. De son côté, NOLAN a recueilli à Coscona les espèces suivantes, déterminées par nous dans sa collection :

Hildoceras Levisoni SIMPSON sp.
Hildoceras bifrons REIN sp.
Dactylioceras cf. *subarmatum* YOUNG sp.
Pholadomia Murchisoni SOW.
Pholadomya cf. *decorata* ZIETEN.
Pecten sp.

Rhynchonella variabilis SCHLOTH.
Rh. Deffneri OPP. passant à *Rh. Schimperi* HAAS.
Rh. sp.
Zeilleria Mariæ D'ORB. sp.
Zeilleria Jauberti DESL. sp.
Terebratula punctata SOW.

Par ses Ammonites, cette faune se rattache à la base du Lias supérieur. Certains de ses Brachiopodes sont du Lias moyen.

Elle paraîtrait donc confirmer la date que nous sommes enclin à fixer à ces marno-calcaires par leur faciès. Mais nous ignorons si ses fossiles proviennent des marnes ou des blocs. Quoi qu'il en soit, les Terebratules recueillies par nous dans ces derniers appartenant aussi au Lias supérieur, il n'y a guère de doute que les couches de Cosconá ne soient dans l'ensemble supraliasiques. Leur position sur les calcaires massifs corrobore la date que leur attribue la paléontologie.

b) Lias de la Série II. — BUÑOLA. — M. DARDER a décrit à la partie supérieure des assises triasiques de la Station de Buñola des dolomies bréchoïdes veinées qui se présentent de la manière suivante :

Sur la colline de la gare, on trouve, ramenés à ce niveau par une faille, des calcaires en bancs minces surmontés par une couche assez mince de marnes irisées, puis par des cargneules passant vers le haut à un calcaire bréchoïde rosé caverneux qui mesure ici une grande épaisseur — 75 mètres... — et qui représente le type des couches appelées supracarniennes par le géologue majorcain.

Nous n'avons pu trouver ici une démarcation satisfaisante entre le Trias et le Lias.

On verra dans la discussion des coupes étudiées que nous sommes tombé d'accord avec M. DARDER quant à l'âge probable d'une partie des dolomies bréchoïdes de Majorque.

On en retrouve de semblables dans la Comuna de Buñola, la Sierra Alfàbia, etc. Sur le versant Nord de l'Alfàbia, leur caractère subdolomitique disparaît en partie.

ALFABIA. — Le chemin par lequel, de Soller, on gagne la Finca de S'Arró permet d'observer la meilleure et la plus parlante des coupes qui, à Majorque, comportent les couches que nous rapportons au Lias inférieur. Notre coupe fig. 163, ch. XVI, donne le dispositif d'ensemble de cette montagne.

La ferme de Sa Coma est bâtie au centre du bassin de réception qui entame le flanc Nord de la Sierra Alfàbia ; ce bassin montre des assises triasiques très redressées dessinant un anticlinal aigu, dominées de toutes parts par des parois calcaires.

Le chemin s'élève en zigzags dans les pentes du Trias et atteint à l'aplomb de Sa Coma le pied des falaises. On y observe, appuyées sur ou contre les dolomies de Trias, une série de couches de calcaires gris sombre veinés de roux (2) qui présentent encore vers leur base quelques intercalations de dolomies. L'ensemble de ces couches atteint environ 30 mètres et supporte :

- | | |
|--|----------|
| 3° Des calcaires saccharoïdes gris clair massifs que nous rapportons au Lias. | |
| 4° Calcaires à gros grains de quartz rose roulé | 2 mètres |
| 5° Calcaires saccharoïdes clair. | 20 — |
| 6° Calcaires légèrement marneux, massifs, brisés et ressoudés,
veinés de rouge | 10 — |
| 7° Calcaires gris perle à Pentacrines et à sections de bivalves. . | 40 — |
| 8° Calcaires jaunes rougeâtres gréseux à sections d'huîtres avec
intercalations de bancs noirs (c'est sur ces couches qu'est
bâtie la Finca de S'Arró) | 15 — |

9° Calcaire massif veiné.	5 mètres.
10° Calcaire à gros grains de quartz rose	3 —
11° Marno-calcaires clairs bien lités vers le haut	6 —
12° Grès à gros grains de quartz rose	1 m. 50
13° Marno-calcaires clairs à <i>Cancellophycus</i> .	
15° Calcaires saccharoïdes massifs d'une imbrication supérieure.	

A l'est de la source de S'Arró, qui sourd au contact des couches 13 et 15, la couche 13 se complète de marno-calcaires rosés ou violacés (14), où nous avons recueilli quelques fossiles en très mauvais état :

Tmetoceras scissum BENECKE sp.

Rhynchonella sp.

Ammonites sp.

Terebratula sp.

Belemnites sp.

Balanocrinus cf. *subteroides* GOLD.

Dans des parties plus grises, nous avons enfin trouvé : *Ludwigia litterata* BUCKM., fossile qui, comme *Tmetoceras scissum*, classe ces terrains dans le Lias supérieur.

Il semble que cette coupe puisse être considérée comme représentant l'ensemble du Lias.

Les couches de base seraient les calcaires bleus et roux alternant et succédant aux Dolomies.

Les calcaires saccharoïdes massifs avec leurs intercalations de lits à grains de quartz se rangeraient dans la partie supérieure du Lias inférieur et dans le Lias moyen. Il est possible que les couches 7 et 8 soient l'équivalent du Lias moyen de la Muleta qui présente un faciès plus marneux, mais, par certains aspects, analogue. Enfin les marno-calcaires 11, 13, 14, seraient à classer dans le Lias supérieur, par analogie avec les coupes où nous montrerons des couches identiques datées par des Ammonites.

Les parties supérieures de la Sierra Alfania (voir profils pl. V et VI) sont affectées d'accidents tectoniques et comportent en majorité, outre les couches du Lias massif, des assises du Jurassique moyen et du Tithonique.

PIED DU P. L'OFRE. — A quelques kilomètres au N.E., au pied même de la masse charriée du P. L'Ofre, les replis du synclinal L'Ofre-Aumallutx montrent (voir coupes, fig. 166 et 167) des marno-calcaires du Lias supérieur bien datés par une petite faune caractéristique.

Il apparaît dans ce massif un élément lithologique nouveau sous forme de calcaires lités couleur café au lait clair, lithographiques.

Nos coupes de l'extrémité S.O. du synclinal de L'Ofre (fig. 163) montrent la succession suivante de bas en haut :

- 1° Calcaire saccharoïde massif.
- 2° Calcaire café au lait.
- 3° Grès à gros grains de quartz rose.
- 4° Marno-calcaires du Lias supérieur.

Une succession identique se retrouve dans les pentes qui dominant la maison du Plà de L'Ofre. Mais les marno-calcaires n'y sont pas davantage fossilifères. En $y = 7^{\text{e}} 10 + 5.800$; $x = 44^{\text{e}} 10 + 7.800$, on trouve la coupe figure 31 :

- 1° Calcaire saccharoïde.
- 2° Calcaire café au lait.
- 3° Grès à gros grains de quartz.
- 4° Marno-calcaires du Lias supérieur.

Les couches 4 nous ont fourni :

Haplopleuroceras subspinatum BUCKM.

Ludwigia attenuata BUCKM.

Lioceras concavum BUCKM. sp.

Ludwigia rudis BUCKM.

Ludwigia cornu BUCKM.

Haugia variabilis D'ORB. sp.

Ludwigia Murchisonæ Sow. sp.

Pœcilomorphus infernalis ROMAN.

Ludwigia Murchisonæ Sow. sp. var *Baylei* BUCKM.

Cette faune caractérise la couche à *H. concavum* Sow. sp., c'est-à-dire la partie supérieure du Lias supérieur.

Au voisinage, on trouve des lits à silex et de nombreux bancs à empreintes de *Cancellophycus*. Les marno-calcaires fossilifères sont gris, grenus et tachés de rouille.

Au Nord du P. L'Ofre, dans des couches qui semblent appartenir à la continuation des assises que nous venons de décrire, NOLAN a recueilli *Ludwigia* cf. *rudis* BUCKM.

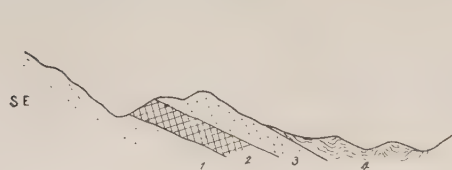


FIG. 31. — Coupe du Lias supérieur du Plà de l'Ofre (Ech. 1/10.000^e.)



FIG. 32. — Coupe du Lias supérieur fossilifère du pied S.E. du Puig l'Ofre. (Ech. 1/10.000^e.)

Le prolongement de cette bande synclinale vers Aumallutx a encore fourni :

Hildoceras bifrons REIN. (N).

Ludwigia rudis BUCKM. (N).

Dumortieria cf. *Moorei* LYCETT (N).

en sorte que l'on peut en conclure que ces marno-calcaires représentent bien ici le Lias supérieur dans son intégralité.

Les marno-calcaires à silex sont répandus en divers points dans la dépression d'Orient, et prennent aux abords du Tossals Verts une grande extension due à des replis. On y trouve de rares et mauvais fossiles, parmi lesquels *Sonninia* af. *dominans* BUCKM.

Par contre, au flanc Nord du P. Suro un faciès assez spécial apparaît à la partie supérieure des calcaires massifs que nous avons attribués au Lias inférieur et moyen.

Notre coupe (fig. 33) montre en effet :

- 1° Dolomie du Trias.
- 2° Calcaire liasique.
- 3° Calcaires dolomitiques en dalles avec empreintes de bivalves.
- 4° Tithonique.
- 5° Néocomien.

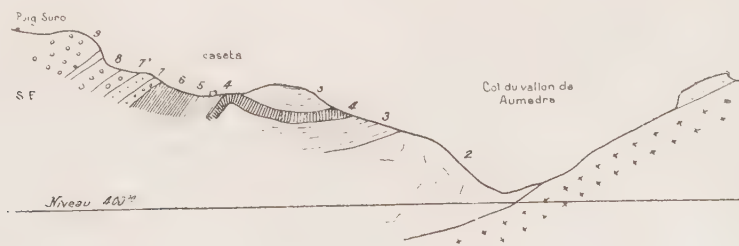


FIG. 33. — Coupe du versant N.O. du Puig Suro. (Ech. 1/10.000^e.)

L'impossibilité de rencontrer dans ces calcaires dolomitiques le moindre fossile déterminable nous interdit de leur attribuer un âge précis, mais ils paraissent occuper la position du Lias supérieur ou du Jurassique moyen.

EXTRÉMITÉ N.E. DE LA CHAÎNE. — Hors cette zone centrale où la coupe du Lias de la Série II est relativement riche en niveaux fossilifères ou en niveaux lithologiquement différenciés, le Jurassique inférieur est moins bien représenté. Ce sont surtout les masses calcaires du Lias moyen

qui affleurent dans le Puig Mayor, aux abords de Lluch et vers Pollensa. Toutefois vers cette localité, au flanc Nord du P. Axartell, on voit réapparaître pincés dans un repli déjeté (pl. VIII) des marno-calcaires identiques à ceux de L'Ofre dans lesquels nous avons recueilli des débris d'Ammonites à carènes, indéterminables. Mais les dislocations tectoniques enlèvent à la coupe de ce gisement tout intérêt stratigraphique.

EXTRÉMITÉ S.O. DE LA CHAÎNE. — TEIX. — Ce massif et, principalement, les imbrications qui constituent ce que nous appelons son socle (voir chap. XIV) présentent des complications tectoniques qui empêchent d'y chercher des repères stratigraphiques.

Nous devons toutefois mentionner ici la succession des couches qui se superposent au Néogène de Deya et qui sont indiquées fig. 144, ch. XIV, pour attirer l'attention sur le rôle joué ici par des dolomies craquelées.

La coupe relevée le long du sentier direct de Deya au Teix montre (fig. 147) une succession d'assises dolomitiques paraissant appartenir au Trias et de masses de calcaires massifs.

Des bandes de dolomies écrasées apparaissent, formées en général par le broyage de la base du Trias.

Mais il est des niveaux d'apparence mylonitique qui pourraient fort bien être nos dolomies bréchoïdes du Lias inférieur. On voit de prime abord que la confusion de ces deux roches peut conduire à compliquer de lames inexistantes une tectonique déjà embrouillée. Nous renvoyons le lecteur à l'étude de cette coupe, nous bornant à insister sur ses aspects trompeurs.

RÉGION D'ESPORLAS-PUIGPUÑENT. — Les petits massifs charriés du Ram et de la Mola Planicié montrent de toutes parts le contact du Trias et du Calcaire liasique, mais nulle part nous n'y avons trouvé de fossiles.

L'existence des dolomies bréchoïdes n'est pas générale à la base du Lias.

Ainsi le Trias charrié par dessus le Miocène de Puigpuñent porte, dans la Mola Planicié et le Puntals, une couverture de calcaires massifs dont l'ensemble gauchi constitue les hauteurs âpres, creusées de lapiez et boisées de chênes verts, qui dominant la mer au-dessus de Bañalbufar et de Son Buñola.

Le chemin montant de Son Balaguer au sommet de la montagne fournit une assez bonne coupe de ces assises.

Le Trias qui repose sur le Miocène est ici formé de dolomies en bancs réguliers comme tout le long du Vallon de La Granja. Leur épaisseur oscille entre 0 m. 20 et 0 m. 60 sur une puissance de 150 mètres environ. Un niveau de dolomies vacuolaires couronne cet ensemble, et sans transition le calcaire massif clair saccharoïde du Lias s'y superpose, déterminant tout autour de la montagne une paroi verticale qu'on ne peut franchir que par quelques cheminées d'éboulis. Il n'y a donc pas ici de dolomie bréchoïde et nous ne pouvons dire si la dolomie vacuolaire doit être tenue pour son équivalent. On a vu dans notre étude du Trias que cette coupe est remarquable par l'absence des Marnes bariolées du Keuper et notre description détaillée montrera que les dislocations tectoniques sont ici complexes (voir ch. VII), en sorte que, malgré l'apparence tranquille des sédiments, il pourrait y avoir suppression mécanique de certains niveaux.

Si l'on aborde ce même massif par le Nord, et en particulier vers la ferme de Planicié, on observe, en effet, une coupe assez différente. Sur le Miocène apparaissent (fig. 87) :

- 1° Dolomies litées du Virglorien 20 mètres.
- 2° Dolomie litée en couches fines 15 —
- 3° Calcaires massifs.

Le contact est masqué par des éboulis, mais il ne semble pas que des couches différentes s'intercalent à la base des calcaires massifs.

En effet, vers la Finca de El Rafal, un léger repli de la masse charriée permet d'observer la

superposition du Lias aux dolomies du Trias (ch. VII); on n'y distingue pas davantage les dolomies bréchoïdes.

Dans le massif du Ram ces roches apparaissent, d'une part, dans la partie inférieure des assises liasiques terminales de la montagne, d'autre part, dans la lame de Cana Lluïsa. Toutefois, dans ce dernier cas, il se pourrait que les calcaires bréchoïdes veinés de rouge fussent franchement liasiques, et que leur aspect marmoréen leur ait été donné par la dislocation intime de la roche sous l'action des phénomènes de charriage.

ANDRAITX. — La Série II se montre très disloquée dans cette région et c'est simplement par comparaison que les assimilations stratigraphiques peuvent y être faites.

Dans les parois qui dominent le Trias de S'Evangélica, on observe, sous les calcaires liasiques francs, un niveau de roches semi-bréchoïdes qui peut sans doute être rapporté au Lias inférieur.

La grande majorité des affleurements du Jurassique est constituée par des calcaires massifs. Mais ceux-ci supportent des marno-calcaires à silex et à Céphalopodes qui révèlent la présence du Lias supérieur et du Bajocien.

La délimitation exacte de ces terrains est d'autant plus malaisée que le Bajocien est en affleurements très réduits, et que, lorsque ses couches n'ont pas été altérées ou décapées par des actions anté-tithoniques, il semble revêtir à peu près le même faciès que le Lias supérieur.

On verra, par exemple, que nous avons identifié le Bajocien au Sud du Peñal Campas dans des bancs de calcaire marneux à silex qui passent, vers le bas, à des marno-calcaires vraisemblablement liasiques.

Au col d'Andraitx et dans la dépression de Son Fortuny au S.E. de la Sierra Garrafa, les dislocations tectoniques interrompent toutes les séries stratigraphiques. C'est pourtant en cette région que le Lias supérieur est le plus fossilifère. Sa teinte blanche, son grain fin l'avaient fait rapporter au Néocomien par HERMITE. Ces deux terrains sont du reste en contact dans divers cas. Le Lias nous y a fourni :

Haplopleuroceras subspinatum BUCKM.
Sonninia cf. *corrugata* Sow. sp.
Hyperlioceras cf. *discites* WAG. sp.
Hyperlioceras sp.

Hammatoceras insigne? SELL. sp. (douteux, échantillon très mauvais).
Hammatoceras sp.

Non loin de ce gisement, vers le kilomètre 24 de la grande route, nous avons recueilli *Grammoceras toarcense* D'ORB. sp., ainsi qu'une mauvaise Ammonite voisine de *Haugia variabilis* D'ORB. sp.

En dépit des doutes qu'il convient de conserver sur des déterminations faites d'après de fort mauvais fragments, il semble manifeste qu'ici encore les marno-calcaires clairs qui couronnent les calcaires massifs représentent l'ensemble du Lias supérieur.

Ces calcaires massifs forment un bombement dans le fond de la dépression qui s'étend de Son Fortuny à Camp del Ma. On y observe aussi un lit de calcaires à gros grains de quartz rose.

Le dispositif de ces assises au Col d'Andraitx est donné par les trois coupes ci-contre : coupes schématiques simplifiées de tout le cortège de petites cassures qui les affecte (fig. 34).

- 1° Néocomien.
- 2° Tithonique en fausses brèches blanches.
- 3° Tithonique en gros bancs et, 3', calcaires jaunâtres.
- 4° Bathonien rouge.
- 5° Bajocien blanc.
- 6°-7° Lias supérieur à silex.
- 9° Lias massif.

Ces mêmes couches du Lias supérieur se retrouvent avec du Bathonien au Col de Cala Blanca

de Camp del Ma. On les observe aussi dans la petite fenêtre du pied Nord du P. Andreu vers S. Telmo, où elles sont directement subordonnées à du Tithonique, ainsi qu'en fait foi la coupe suivante (profils, pl. I).

- 1° Marno-calcaires gris-bleu.
- 2° Calcaire café au lait 2 mètres.
- 3° Marno-calcaires durs à silex à Belemnites (Lias supérieur). . . 6 —
- 4° Tithonique 3 —
- 5° Berriasien 1 —
- 6° Valanginien. 4 —
- 7° Marnes bariolées du Keuper.
- 8° Calcaires saccharoïdes massifs du Lias.

c) **Lias de la Série III. — SANTA EULALIA.** — Le chemin qui, de Palma, gagne la ferme de Santa Eulalia traverse, avant d'atteindre la petite cuvette où ont été conservées les marnes du

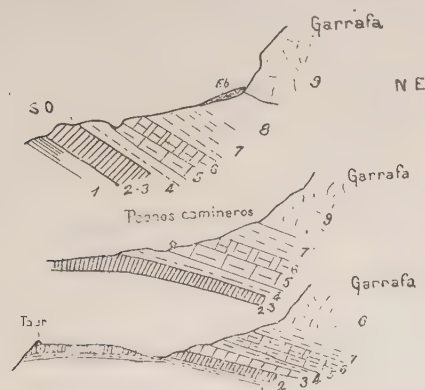


FIG. 34. — Coupes du Col d'Andraitx montrant les rapports du Lias, du Jurassique moyen, du Tithonique et du Crétacé.

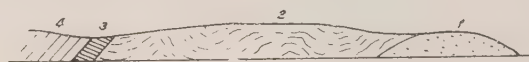


FIG. 35. — Coupe du Lias de la route de Santa Eulalia près Palma.

Gault, une tranchée qui entaille des marno-calcaires sableux, lités et froissés qui s'appuient contre des calcaires massifs et contre lesquels on observe le Tithonique fossilifère (fig. 35).

- 1° Calcaire massif.
- 2° Marno-calcaire sableux jaune à *Cancellophycus* et à silex.
- 3° Tithonique.
- 4° Néocomien.

Les marno-calcaires contiennent de très rares fossiles parmi lesquels *Harpoceras Murchisonæ* Sow. sp. et *Lioceras comptum* REIN. sp.

Ils appartiennent donc au Lias supérieur.

BENDINAT. — La cuvette de Bendinat est décrite en détail, ch. XI.

Le Lias y apparaît sous un aspect particulier, soit qu'on l'observe dans la Sierra Burguesa, soit qu'on y fasse une coupe partielle auprès de la route royale.

Les abords de la carrière de gypse montrent la succession suivante (voir fig. 113) :

- 1° Dolomie triasique.
- 2° Calcaire du Lias.
- 3° Marno-calcaire du Lias supérieur.

La Serreta de La Piqueta constitue un contre-fort qui atteint la route vers la borne du kilomètre 7,5.

Une coupe N.E.-S.O. y dévoile les superpositions suivantes :

- 1° Calcaire lité jaunâtre.
- 2° Calcaire à sections de gastropodes 0 m. 30
- 3° Calcaire concrétionné 1 mètre.
- 4° Calcaire saccharoïde jaune rosé 6 —
- 5° Calcaire à gros grains de quartz rose et lits à grains plus fins. 4 —
- 6° Calcaires légèrement marneux à silex et *Cancellophycus*. . . 2 —
- 7° Marno-calcaires durs à cassure bleuâtre, à taches de rouille avec faune du Lias supérieur.
- 8° Tithonique rose.
- 9° Tithonique blanc.
- 10° Calcaire sublithographique lité du Néocomien inférieur.
- 11° Marno-calcaires du Néocomien moyen.

Aux abords de la route, on observe (fig. 112) une succession un peu différente où s'intercale un banc douteux, sans doute bajocien, entre le Lias supérieur et le Tithonique.

La succession est ici :

- 1° Calcaire saccharoïde jaune.
- 1' Calcaire massif gris.
- 5° Lias supérieur à silex.
- 5' Couche lie de vin à *Cadomites Humphriesianus* Sow. sp.
- 7° Tithonique.

SIERRA BURGUESA. — C'est le calcaire du Lias qui prédomine dans la constitution de la Sierra Burguesa, mais souvent les actions atmosphériques l'ont profondément attaqué. Il prend alors un aspect grenu, subdolomitique, et se creuse de nombreuses vacuoles. Bien qu'ayant au début porté sur nos levés ces calcaires sous un signe spécial, nous avons cru devoir, après coup, les identifier purement et simplement aux calcaires du Lias.

Une frange de marno-calcaires du Lias supérieur les sertit à leur contact avec le Tithonique et le Néocomien de la dépression de Palma, et, non loin de Sa Serra, on y observe des bancs à sections de Brachiopodes de grain plus fin et de teinte légèrement bleutée.

RÉGION D'ALARÓ. — Le Lias est essentiellement composé dans la région d'Alaró de calcaires massifs du type connu. La Série II qui apparaît en de nombreux points montre des marno-calcaires du Lias supérieur écrasés.

La Série III est recouverte en discordance par du Nummulitique qui repose en de nombreux points sur le Lias moyen.

Vers le Teulera, M. DARDER a trouvé, s'il nous en souvient, des *Hildoceras* du groupe de *H. bifrons*. Pour notre compte, nous n'avons reconnu là que le Tithonique. En admettant que ces fossiles ne soient pas remaniés dans ce dernier terrain, on peut voir dans ce fait la preuve de la présence, fort normale ici, d'un lambeau de Lias supérieur.

MASSIF DE SAN ANTONI. — On verra, ch. XX, que nous ne savons pas s'il convient de rattacher cette imbrication à la Série III, ou s'il faut la considérer comme étant un accident de la Série II.

Quoi qu'il en soit, nous avons dû émettre deux hypothèses pour expliquer les rapports des dolomies et du calcaire qui s'y trouve inséré, soit du fait de la sédimentation, soit par un accident tectonique.

La première trouverait un appui dans l'apparition du faciès dolomitique au Lias, dont témoigne la coupe du flanc N. du P. Suro.

La seconde supposition paraît plus simple et plus en rapport avec la remarquable monotonie des faciès du Lias dans la Sierra de Majorque. La recherche de coupes précises et de fossiles

s'impose en cet endroit. Nos profils n'ont (pl. VII) qu'un caractère schématique et une exactitude approchée.

Des marno-calcaires à silex sans fossiles, mais que nous attribuons quand même au Lias supérieur, apparaissent dans la charnière synclinale couchée de la bordure N.O. du massif de San Antoni.

Au S. nous ne les avons pas rencontrés, mais des couches ambiguës que nous prenons, à cause de leur faciès de fausses brèches, pour du Tithonique contiennent divers débris de fossiles liasiques et bathoniens remaniés.

RÉGION D'ALCUDIA. — Le faciès du Jurassique change nettement dès le Puig Fé et prend un aspect plus marneux dans son ensemble. Les calcaires francs n'apparaissent guère que dans le P. Fé et vers la Cala del Pinar. Ailleurs, on note l'extension particulière des marno-calcaires lités de caractère bathyal. Ils contiennent des niveaux à silex.

Les fossiles y sont très rares. Toutefois, nous y avons recueilli, au pied du Puig Aucanada, près du Puerto de Alcudia, *Sonninia* cf. *dominans* BUCKM., et divers autres débris d'Ammonites à carènes.

Ces marno-calcaires qui sont fort épais doivent embrasser tout le Lias supérieur et nous soupçonnons que leur formation ait déjà commencé auparavant. Quant à la durée de persistance de ce faciès elle a certainement dépassé le Lias, car dans des couches à peine différentes nous avons recueilli vers Can Fé une faune bajocienne, et ailleurs des fossiles bathoniens.

Nous ne pouvons donner d'autre coupe que celles, générales, figurées pl. VIII, car les affleurements fossilifères ne prêtent pas à l'étude des couches avoisinantes.

3° LE LIAS DES AUTRES PARTIES DE L'ILE DE MAJORQUE

Nous n'avons pas reconnu avec certitude le Lias, ailleurs que dans la Sierra de Majorque. HERMITE l'a signalé vers Maria.

a) **Régions de Randa et de Felanitx.** — Dans le massif de Randa, il semble que les premières couches qui se soient déposées sur les dolomies que nous rapportons au Trias aient été les marno-calcaires à silex bajociens, dont nous faisons mention plus loin.

Dans les montagnes de la région de Felanitx, il ne paraît pas davantage y avoir de Jurassique inférieur, à moins que l'ancienne conception de M. DARDER ne soit confirmée par de nouvelles découvertes et que son « Jurassique contre-charrié » dont nous faisons du Trias ne soit un Lias dolomitique. Cela paraît d'ailleurs peu probable.

b) **Région d'Arta.** — Par contre, il semble que le Lias soit représenté dans les montagnes d'Arta.

Le sommet situé à côté de Sa Serra montre, en effet, la coupe suivante de bas en haut :

1° Dolomie triasique broyée	}	50 mètres.
2° Calcaires jaunes grisâtres		
3° Dolomies		
4° Calcaire gris sombre à sections de bivalves		
5° Dolomies		
6° Calcaires lités à silex en bancs de 0 m. 20 à 0 m. 40		60 —
7° Marno-calcaires rouge sombre à faune bajocienne		2 —
8° Calcaires clairs à apparence indécise de fausse brèche		1 —
9° Calcaires clairs lités.		

Tout en faisant des réserves quant à l'attribution au Trias des assises 1 à 5 où il faut trouver des fossiles avant de pouvoir en affirmer l'âge, la présence d'une faune bajocienne dans les couches

n° 7 semble justifier l'attribution des 60 mètres de marno-calcaires à silex au Lias, peut-être au Lias supérieur.

On retrouve du reste ailleurs des calcaires qui, bien que sans fossiles, paraissent devoir être rapportés au Lias.

Ainsi la montée entre Es Calo et le col du S.O. de l'Atalaya de Morey montre une double coupe (fig. 36) qui présente de bas en haut la succession suivante :

- 1° Dolomies triasiques broyées.
- 2° Calcaires saccharoïdes vacuolaires.
- 3° Calcaires gris massifs ressemblant à ceux que dans la presqu'île d'Alcudia nous rapportons au Lias.
- 4° Néocomien à silex.
- 5° Crétacé marneux écrasé.



FIG. 36. — Trois coupes du Lias de la Sierra de Morey. (Ech. 1/30.000°.)

Il se pourrait, en outre, que des assises liasiques existent aussi dans les montagnes de Manacor (fig. 39 a et b), mais nos recherches personnelles, ainsi que la collection NOLAN, ne nous ont fourni que des fossiles bajociens, en sorte que la distinction des autres niveaux demeure incertaine.

c) **Centre de l'île.** — Si le Lias de la Sierra de Levante demeure douteux, on connaît, par contre, depuis les recherches d'HERMITE, un gisement de Lias aux environs de Maria, dans le centre de Majorque. Bien que n'y ayant pas fait d'observations personnellement, nous citons ici pour mémoire, d'après HERMITE et la collection NOLAN de l'Université de Grenoble, les espèces suivantes :

Belemnites sp. af. *Bel. niger*.
Hemipecten velatus GOLDF. N.
Ostræa electra D'ORB. N.
Pecten textorius SCHL.
Chlamys Hehli D'ORB. sp.

Spiriferina rostrata ZIETEN II.
Zeilleria cornuta SOW. sp. H.
Zeilleria Sarthacensis D'ORB. sp. N.
Terebratula punctata SOW. N.
Rhynchonella tetraedra SOW. sp. H.

Ce gisement avait déjà été rapporté précédemment au Lias moyen.

d) **Ile de Cabrera.** — M. GOMEZ LLUECA a découvert, dans le Nord de cette île, une faune à caractères plus profonds que celles de Majorque même. De la très intéressante note préliminaire qu'il a publiée [39], nous extrayons la liste suivante, de fossiles recueillis dans des calcaires très durs, gris rougeâtre.

Tropidoceras Masseanum D'ORB. sp.
Tropidoceras cf. *Faldrini* DIM. sp.
Ægoceras nautiliforme BUCKM.
Rhacophyllites cf. *Mimatensis* D'ORB. sp.
Pleydellia groupe *Aalensis* ZIETEN.
Belemnites (Acrocoelites) cf. *Munieri* DESLONGCH.
Belemnopsis sub-Blainvillei DESLONGCH.
Pleurotomaria expansa SOW. sp.

Pleurotomaria amalthei QUENST.
Pleurotomaria rotelliformis DUNKER.
Discohelix orbis REUSS.
Rhynchonella flabellum MENEGH.
Eugeniocrinus mayalis DESLONGCH.
Pentacrinus malleatus DE LOR.
Millericrinus marginatus D'ORB.

Ces couches, qui appartiennent au Lias moyen et supérieur, supportent directement, au cap

Alt, un Bajocien fossilifère. Il est particulièrement intéressant d'y trouver une faune différente de celle du Lias de Majorque et, au contraire, plus voisine de celle du sillon géosynclinal subbétique.

e) **Coordinations.** — Il est très difficile de se faire une idée satisfaisante de la répartition des faciès du Lias à Majorque et à Cabrera.

Dans la Sierra principale, les diverses séries ne semblent pas se distinguer par les caractères de leur Lias. On ne peut pas davantage y observer de transitions de l'une à l'autre. Le Lias inférieur y est partout incertain et mal délimité. Il semble, en général, comporter des dolomies bréchoïdes analogues à celles que nous avons décrites avec le D^r FAURA Y SANS et le D^r BATALLER dans la province de Tarragone. Mais c'est là une pure hypothèse. Nous n'avons, par contre, observé ces couches de base du Lias en aucun autre point de Majorque.

Le Lias moyen paraît surtout représenté par des calcaires gris plus ou moins saccharoïdes, souvent accompagnés de bancs à gros grains de quartz dans la Sierra principale. Mais il comporte un niveau marno-calcaire à Céphalopodes et surtout à Brachiopodes qui est strictement localisé dans la Série I (Muleta), et qui se répète au centre de l'île sans qu'on puisse établir de continuité entre ces gisements. C'est peut-être au même niveau qu'appartiennent les calcaires bleutés à sections de Brachiopodes de la Sierra Burguesa ($x = 6^{\circ}90' + 6300$; $y = 43^{\circ}90' + 9800$). La région de Randa semble avoir été émergée durant tout le Lias, et ce terrain n'apparaît pas dans les couches charriées de Felanitx. Mais on ne connaît pas le substratum de ces dernières, pas plus que celui des charriages d'Arta. Par contre, sur le prolongement S.O. de la Sierra de Levante, l'île de Cabrera montre des couches du Lias très voisines du type bathyal. Peut-être les travaux de M. GOMEZ LLUECA permettront-ils de définir la position de ces couches par rapport aux terrains qui affleurent vers Felanitx. Il semble peu probable qu'elles appartiennent à la même nappe, un tel changement de faciès sur 30 kilomètres étant difficile à admettre. Le massif de Randa, qui semble se rattacher à un élément subordonné aux charriages de M. DARDER, ne comporte pas de Lias. Il est sensiblement à la même distance de Cabrera, et la même objection nous fait hésiter à penser que l'un et l'autre appartiennent à la même unité tectonique. L'hypothèse d'après laquelle cette île ferait partie d'un élément structural, d'origine encore plus méridionale que la nappe de Felanitx, semblerait, en ce qui concerne le Lias moyen et supérieur, être celle qui concilie le mieux les faits qui nous sont présentement connus.

Le Lias supérieur, sous forme de marno-calcaires à Ammonites, dont les couches les plus caractéristiques sont celles à *Haplopleuroceras subspinatum* BUCKM. (zone à *H. concavum* BUCKM.), paraît être cantonné dans les Séries II et III de la Sierra. Il y admet des niveaux à silex dont la position est indéterminée et qui se retrouvent en tout cas dans le Bajocien. Les couches que nous attribuons avec doute au Lias supérieur dans la Sierra d'Arta sont des calcaires massifs sans fossiles, et dans la région de Felanitx, comme dans le massif de Randa, ce terrain nous paraît manquer. C'est tout au plus si la base du Bajocien de Son Grau débute peut-être par un écho de la transgression aalénienne. Par contre, la faune de Cabrera révèle, plus encore qu'au Lias moyen, des caractères profonds qu'on ne retrouvera qu'en Andalousie et en Sicile.

4^e LE LIAS DU RESTE DE L'ARCHIPEL

a) **Ibiza.** — Le Lias nous est inconnu dans cette île. Peut-être devra-t-on lui rapporter certains calcaires sans fossiles, gris sombre, qui s'observent à l'Ouest de Santa Eulalia, mais rien ne le prouve encore.

Ce sont, ainsi que nos prédécesseurs l'ont déjà fait connaître, les couches oxfordiennes ou tithoniques qui, suivant les endroits, paraissent y reposer sur les dolomies du Trias.

b) **Minorque.** — HERMITE a signalé le Lias dans cette île, entre Alcoitx et Binifabini, et

a rapporté ce gisement à la base du Lias supérieur pour y avoir trouvé *Rhynchonella meridionalis* E. DESLONG et *Waldheimia Mariæ* D'ORB. sp.

De notre côté, nous avons recueilli, en 1911, une faunule qui paraît se rattacher au Lias moyen, dans un niveau marneux qui affleure à l'O. du Cabo de Fornells, dans la crique du pied de la tour (fig. 37). Elle n'est composée que de Brachiopodes.

Rhynchonella Deffneri OPP. et var.

Rhynchonella Rosenbuschi HAAS.

Rhynchonella Delmensis HAAS.

Rhynchonella cf. *tetraedra* SOW. var.

Terebratula punctata SOW.

Zeilleria subnumismalis SOW. sp.

Terebratula sp.

Ces couches couronnent un ensemble de lits marno-calcaires que l'on peut suivre vers la Cala Tirant, mais ils ne tardent pas à disparaître sous du marès qui occulte leur contact avec le Trias.

Les niveaux plus élevés sont par contre visibles, mais dépourvus de fossiles. Toute la masse de calcaire jurassique sur laquelle est bâtie la tour de Fornells est superposée à ces marno-calcaires. Il semble que c'en soit la continuation qui constitue l'Atalaya de Fornells. Si l'existence d'aucune dislocation ne

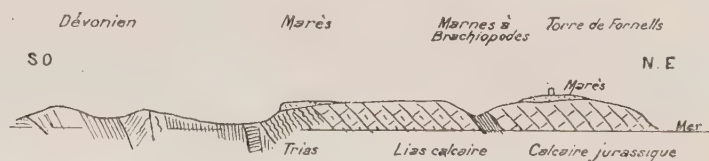


FIG. 37. — Coupe du Jurassique du Cabo Fornells (Minorque).

fausse nos appréciations, l'épaisseur du Jurassique doit atteindre ici 250 à 300 mètres. Nous manquons absolument d'indices sur l'étendue stratigraphique qu'embrassent ces formations qui, d'après HERMITE et ainsi que nous l'avons partiellement vérifié, sont limitées à la région de Binifabini-Alcoitx, ainsi qu'aux caps Caballeria, Fornells et Pontinat.

5° CARACTÈRES LITHOLOGIQUES DES ROCHES DU LIAS DE MAJORQUE

Lias inférieur probable. — Dolomies bréchoïdes veinées de roux. Aucun caractère microscopique particulier.

Lias moyen. — Calcaire saccharoïde massif.

Microscopiquement, les échantillons typiques se présentent comme des calcaires très homogènes finement saccharoïdes, gris très clair, quelquefois légèrement crèmeux.

Ces caractères ne sont pas absolus et de nombreuses assises, sans doute du même âge, présentent soit un aspect rugueux subdolomitique (quelquefois le calcaire est vacuolaire comme dans la Sierra Burguesa), soit un grain légèrement plus marneux.

Les calcaires massifs constituent une grande partie des reliefs de la chaîne, et dans de nombreux cas ils sont sculptés de lapiez importants. Leur patine gris clair les fait facilement confondre avec des conglomérats miocènes très denses dont nous décrirons plus loin les caractères¹.

Au microscope (échantillons n^{os} 22 et 27, massif charrié du Ram — échantillon n^o 23 lame jurassique de la fontaine de Son Cotoner), calcaire cristallin fin sans trace d'organismes ni débris argileux.

Marno-calcaires à ciment de la Muleta. — On a vu plus haut que les divers bancs sont différents; les uns sont des marno-calcaires francs, les autres des marnes bleues, dures, avec minces lits de calcaires.

Les Marnes des deux sources de L'Ofre ($x = 7^{\circ}10 + 4.800$, $y = 44^{\circ}10 + 7.700$) rappellent beaucoup celles de la Muleta. Il ne serait pas impossible qu'on y trouvât des fossiles confirmant cette appréciation superficielle.

Au microscope (préparation 126). — Calcaire argileux à fragment d'*Ostracodes*, avec *Lagena*, *Biloculina* et *Miliolidés*.

¹ Il y a là un « mimétisme » qui a provoqué non seulement de la part de nos prédécesseurs non avertis, mais de la nôtre, sans doute, de nombreuses erreurs cartographiques.

Calcaire « café au lait » massif du P. L'Ofre. — Calcaire lité sublithographique couleur café au lait clair, ressemblant beaucoup à des roches analogues, en bancs réguliers, qui, au S.E. du P. Fátima, à la Serreta de Sa Piqueta, etc., se rattachent au Néocomien inférieur.

Au microscope (préparation 127). — Calcaire très finement granuleux, les grains de calcite étant entourés de particules argileuses régulièrement réparties. Nombreuses petites cassures ressoudées par de la calcite presque pure. Aucun reste organisé.

Calcaire roussâtre sommet du P^e 900. Ouest du P. L'Ofre. — Quelques bancs variables dans leur aspect sont ici superposés au calcaire saccharoïde massif, et s'en distinguent par leur grain plus grossier et leur patine plus sombre. Comme les calcaires café au lait, c'est hypothétiquement que nous les attribuons au Lias moyen.

Préparation 128. — Calcaire pétri de débris de bivalves et de fragments de Crinoïdes, qu'on ne peut plus identifier que par des individus cristallins cubiques de spath et les traces de réseau périphérique qui les entourent.

Dans un autre banc (préparation 134) :

Calcaire à *Lagena*, *Dentalina*, piquants d'oursins et spicules d'éponges. Sans Radiolaires.

Calcaire des blocs à *Terebratules* de *Coscona*. — Calcaire bleu sombre à patine rousse.

Au microscope (préparation 137). — Calcaire granuleux argileux, fin, avec de place en place groupes de cristaux de calcite et très rares débris de bivalves.

Lias supérieur. — Marno-calcaires à *Haplopleuroceras subspinatum* BUCKM. Marno-calcaires gris clair ou blanchâtres à la surface. Section grise ou gris bleuâtre avec taches de rouille. Grain fin.

Au microscope (préparations 141, 142, 162 de L'Ofre). — Calcaire argileux à *Radiolaires*, *Lagena* et *Ostracodes*. Suivant les préparations on observe une proportion variable de ces divers organismes.

Calcaires marneux à silex de Es. Grau (N. P. Galatzó). — Cet affleurement, qui appartient à la cascade de replis de la Série II, présente microscopiquement le type du marno-calcaire lité à rognons de silex.

Préparation 152. — Calcaire graveleux à débris de Gastropodes.

L'apparition dans les marno-calcaires du Lias supérieur de Radiolaires est un fait important, mais leur présence ne distingue pas spécifiquement ce terrain. Nous allons retrouver en effet les mêmes associations de restes organisés dans les marno-calcaires du Jurassique moyen. Au Tithonique apparaîtront, en plus, les Globigérines que jusqu'ici nous ne connaissons pas à Majorque au-dessous de ce niveau.

6° LISTE DES FOSSILES RECUEILLIS DANS LE LIAS DES ILES BALÉARES

Ainsi qu'on l'a vu dans le détail des coupes données plus haut, le Lias inférieur des Baléares s'est montré jusqu'ici absolument stérile. Le Lias moyen revêt, en de rares endroits, le faciès à Brachiopodes et Bivalves sous lequel il était connu déjà dans les Baléares comme sur le continent. Le Lias supérieur nous a fourni une faune d'Ammonites assez complète pour qu'on puisse identifier la présence d'une bonne partie de ses zones, et en tout cas de ses deux étages Aalénien et Toarcien.

Nous avons donc groupé dans la liste qui suit les fossiles du Lias supérieur par étages, réunissant en bloc ceux du Lias moyen qui n'ont du reste, à part les Ammonites, pas de valeur stratigraphique précise.

Cette liste réunit, pour donner une idée générale de la faune de ces régions, les espèces recueillies par HERMITE, par NOLAN et par nous. Les noms des auteurs de la récolte sont indiqués chaque fois, et lorsque nous citons un fossile sur la foi d'HERMITE mais sans l'avoir trouvé, nous n'en faisons pas suivre le nom des références bibliographiques puisque nous ne savons pas d'après quelles figures l'identification en fut faite. Pour ceux de notre collection et de celle de NOLAN, nous indiquons la figure type qui nous a servi à la détermination.

LIAS MOYEN

1. **Polymorphites Jamesoni** Sow. sp.
Muleta. H.
2. **Polymorphites** cf. **densinodus** OPP.
Muleta. H.
3. **Belemnites** cf. **niger**.
Muleta. H.

4. **Natica** sp.
Muleta. H. F.
5. **Pleurotomaria expansa** Sow.
Cabrera. G. Lluca.
6. **Pleurotomaria Amalthei** QUENST.
Cabrera. G. Lluca.
7. **Pleurotomaria rotelliformis** DUNKER.
8. **Discohelix orbis** REUSS.

9. **Pholadomya reticulata** AGASSIZ (*Et. crit.*, pl. IV, fig. 4, 6, pl. IV^b, fig. 1, 4).
Assez nombreux exemplaires de la Muleta, F.H.
10. **Pholadomya aff. decorata** ZIETEN (*Verst. Wurttemb.*, t. LXVI, fig. 2, 3).
Cosconá, N.
11. **Pholadomya** sp.
Muleta, F.
12. **Pleuromia æquistriata** AGASS.
Muleta, H.
13. **Pleuromia glabra** AGASS.
Muleta, H.
14. **Pleuromia** cf. **Jauberti** DUMORTIER (*B. du R.*, Lias moyen, p. 258, pl. XXXIX, fig. 3).
Es Coll. N.
15. **Goniomya** cf. **heteropleura** AGASS.
Muleta, H.
16. **Pecten disciformis** SCHÜB. (ZIETEN).
Muleta, H.
17. **Pecten textorius** SCHL.
Muleta, H.
18. **Pecten Lacazei** HAIME (*B.S.G.F.* (2), t. XII, 1855, p. 734, fig. 5).
Muleta. HAIME et HERMITE.
19. **Pecten acutiradiatus** GOLDFUSS (*Petrefacta*, pl. LXXXIX, fig. 6).
Deux fragments à test incomplet et dont les côtes semblent moins accusées que dans le type. Cosconá, N.
20. **Chlamys Hehli** D'ORB. sp. (*Prod.* 7^e ét., n° 130), DUMORTIER (*B. du Rhône*, 2^e partie, pl. XII, fig. 5 et 6).
Calobra, N.; Maria H.
21. **Semipecten velatus** GOLDF. sp.
Muleta, H.
22. **Hinnites** sp.
Cosconá, N.
23. **Lima** cf. **Galathæa** D'ORB.
Cosconá, N.
24. **Lima** aff. **L. pectinoïdes** SOW.
Muleta, H.
25. **Mytilus** sp.
Muleta, H.
26. **Inoceramus dubius** SOW. (ZIETEN.)
Muleta, H.
27. **Inoceramus** sp.
Muleta, H.F.
28. **Ostrea Marmorai** HAIME (*B.S.G.F.* (2), t. XII, 1855, p. 734, fig. 4).
Muleta. HAIME-HERMITE.
29. **Ostrea electra** D'ORB.
Maria, N.
30. **Zeilleria Jauberti** E. DESL. (*Etudes critiques sur des Brach. nouv. ou peu connus*. Brach. du Lias de l'Espagne. B. Soc. Lin. Norm., 1883, p. 271, pl. XI, fig. 1).
Cosconá, Maria, N.
31. **Terebratula punctata** SOW. (*Min. Conch.*, V, I, p. 46, pl. XV, fig. 4).
Cette espèce, assez variable, embrasse, parmi plusieurs autres, la forme que HAIME avait décrite sous le nom *T. Davidsoni* et dont le type provenait de la Muleta (*B.S.G.F.* (2), t. XII, 1855, p. 734, fig. 6). E. DESLONGCHAMPS a établi la synonymie de ces deux noms.
Es Coll. (coll. Nolan). Fornells, La Muleta, F.
32. **Zeilleria cornuta** SOW.
Maria, H.
33. **Zeilleria subnumismalis** DAV. (*Br. foss.* Brach., part. III, p. 38, pl. V, fig. 10).
Es Coll. N.; Fornells F.
34. **Zeilleria Mariæ** D'ORB. (*Prodrome* n° 239. E. DESLONGCHAMPS. *Pal. Fr. terr. jur. Brach.*, p. 100, pl. XXX, fig. 1, 7).
Cosconá N.; Alcoitx (Minorque). H.
35. **Zeilleria Moorei** DAV. (*B.S.G.F.* (2), t. VII, 1849, p. 74, pl. I, fig. 21, 23).
Es Coll. N.
36. **Zeilleria Sarthacensis** D'ORB. (*Prodrome* n° 270 (Toarcien), E. DESLONGCHAMPS. (*Pal. Fr. terr. jur. Brach.*, p. 30, pl. XXXI, fig. 1, 8).
Maria, N.
37. **Spiriferina rostrata** ZIETEN.
Maria, H.
38. **Rhynchonella meridionalis** E. DESL.
Maria, H.
39. **Rhynchonella tetraedra** SOW. (*Min. conch.*, vol. I, p. 191, pl. LXXXIV, fig. 5).
Assez fréquente à la Muleta où elle est connue depuis les travaux de HAIME, H. F.
40. **Rhynchonella tetraedra** SOW. var. **Northamptonensis** WALKER (in DAVIDSON, *Br. foss. Brachiop.*, suppl. 1878, p. 199, pl. XXIX, fig. 5).
Muleta, F.
41. **Rhynchonella tetraedra** var.
Un petit lot de Rhynchonelles à commissure plus relevée, plus plissée, à partie frontale plus proéminente que dans la forme type, a été recueilli par nous à Fornells (Minorque) F.
42. **Rhynchonella Lycettii** E. DESL. non DAV. (*Brach. nouv. ou peu connus*. Lias de l'Espagne. B. Soc. Linn. Norm., t. VIII, p. 267, pl. XII, fig. 2, 3).
La forme décrite par DESLONGCHAMPS est presque lisse et ne porte des côtes que vers la commissure des valves. Le type de DAVIDSON est fortement costulé (*Foss. Brach. col.* et Lias, 1852, pl. XV, fig. 6,) alors que *R. Bouchardii*, (id., fig. 3, 5,) présente en plus épais le type de l'espèce de DESLONGCHAMPS. Cette dernière décrite du Lias à *Hildoceras bifrons* paraît identique à nos Rhynchonelles du même niveau de Cosconá. Elle ressemble beaucoup aux formes du groupe *Deffneri-Schimperi* HAAS (*Els. Lothr.*, pl. III) qui est du Lias inférieur et moyen.
43. **Rhynchonella variabilis** SCHLOTH. (*Beitr.* 2.

- naturgesch. der Verst. in Leonhards Min. Taschenb. v. VII, pl. I, fig. 4).*
Cosconá. N.
44. **Rynchonella** cf. **Delmensis** HAAS (*Els. Lothr.*, p. 191, pl. IV, fig. 1-9).
Deux exemplaires de Fornells (Minorque), à partie frontale asymétriquement et très fortement plissée, différant de *Rh. meridionalis* E. DESL. par le fait que la partie médiane du front n'est pas proéminente. F.
45. **Rhynchonella Rosenbuschi** HAAS (*Els. Lothr.*, p. 195, pl. IV, fig. 10-14).
Un exemplaire assez douteux des marnes de Fornells (Minorque). F.
46. **Rhynchonella** groupe de **Rh. Deffneri** HAAS (*Els. Lothr.*, p. 192, pl. V).
Malgré l'analogie relevée entre ces Rhynchonelles et celles que nous avons mentionnées sous le nom de *Rh. Lycetti* (DESLONGCHAMPS non DAVIDSON), nous attribuons ce nom à de nombreux exemplaires recueillis à Minorque dans le gisement de Fornells qui paraît se rattacher au Lias moyen ou inférieur plutôt qu'au Lias supérieur dont proviennent les formes décrites par DESLONGCHAMPS, F.
47. **Rhynchonella flabellum** MENEGH.
Cabrera. G. Llueca.
48. **Pentacrinus Malleatus** DE LOR.
Cabrera. G. Llueca.
49. **Eugeniocrinus Mayalis** DESLONG.
Cabrera. G. Llueca.
50. **Millericrinus marginatus** D'ORB.
Cabrera. G. Llueca.
51. **Grammoceras toarcense** D'ORB. sp. (*Pal. Fr. terr. jur.*, p. 322, pl. LVII; et BUCKM., *Inf. col. Am.*, pl. XXVIII, fig. 10).
Kil. 24, route Palma-Andraitx. F.
52. **Hammatoceras** cf. **insigne** SCHL. sp. (in ZIETEN, *Wurtemberg*, pl. XV, fig. 2).
Fragment très douteux, identifié d'après D'ORBIGNY, *Pal. Fr. terr. jur.*, pl. CXII.
Tranchée d'Andraitx. F.
Nous possédons de plus un fragment de la collection NOLAN qui s'identifie assez bien à la figure de DUMORTIER (*Bass. du Rh.*, pl. XVII, fig. 1-5 (4 en particulier), mais qui diffère, par l'absence de tubercule et par des côtes primaires plus longues, des figures de WRIGHT (*Lias Ammon.*, pl. LXV et LXVI).
53. **Haugia variabilis** D'ORB. sp. (*Pal. Fr. terr. jur.*, p. 350, pl. CXIII, fig. 1, 7).
Rare. Col d'Andraitx. F. et Aumallutx. N.
54. **Hildoceras bifrons** BRUGUIÈRE sp. (*Encycl. Méth.*, t. I, n° 15).
Avec couche à Brachiopodes de Cosconá et Aumallutx. Nos échantillons se rapprochent de la figure de DUMORTIER (*Bass. du Rh.*, pl. IX, fig. 1 et 2). N.
55. **Hildoceras Levisoni** SIMPSON sp. *Monograph. of the Am. of the Yorkshire*, 1842, DUMORTIER, pl. IX, fig. 3 et 4).
Cosconá. N.
56. **Coeloceras** cf. **subarmatum** YOUNG ET BEARD (*Geol. Surv.*, 1822, pl. XIV, fig. 8).
Un échantillon douteux que nous rapportons plus spécialement aux figures de DUMORTIER (*Bass. du Rh.*, p. 99, pl. XXVIII, fig. 6, 9). N.
57. **Coeloceras Braunianum** D'ORB. sp. *Pal. Fr. terr. jur.*, p. 327, pl. CIV, fig. 1, 3).
Recueilli par NOLAN au P. Mayor.
58. **Harpoceras (Lioceras) concavum** SOW. sp. (*Min. conch.*, I, pl. XCIV. BUCKM. *Inf. ool. Am.*, p. 56, pl. II, fig. 6, 7; pl. VIII, fig. 1, 8).
Ce fossile de zone est très rare à Majorque. Nous lui rapportons un fragment provenant des calcaires à *Cancellophycus* du S. du P. de L'Ofre. F.
59. **Ludwigia (Pseudographoceras) litterata** S. BUCKM. (*Inf. ool. Am.*, suppl., p. 91, pl. II, fig. 19, 21).
Rare. S. du P. de L'Ofre. F.
60. **Ludwigia (Ludwigella) attenuata** S. BUCKM. (*Inf. ool. Am.*, suppl., p. 37, pl. XIX, fig. 10, 12).
Rare. S. du P. de L'Ofre. F.
61. **Ludwigia (Ludwigella) rudis** S. BUCKM. (*Inf. ool. Am.*, p. 103, pl. XV, fig. 11, 13).
Un peu plus fréquente; a été retrouvée en d'autres points du synclinal de Cuba-L'Ofre. F. N.
62. **Ludwigia cornu** S. BUCKM. (*Inf. ool. Am.*, p. 10, pl. X, fig. 1, 4).
Calcaires à *Cancellophycus* du pied S. du P. de L'Ofre.
63. **Sonninia** cf. **dominans** S. BUCKM. (*Inf. ool. Am.*, p. 322, pl. LXVI, fig. 1, 2; pl. XCIV, fig. 1, 2; pl. XCV, fig. 1; pl. CXVII, fig. 4).
Rare. Entre le P. Aucanada et le Lazareto de Alcudia, Tossals verts. F.
64. **Sonninia alternata** S. BUCKM. (*Inf. ool. Am.*, p. 346, pl. LXXVI, fig. 7, 9).
Un seul exemplaire trouvé par NOLAN à Es Borotell.
65. **Sonninia** gr. de **Omphalica** BUCKM. (*Inf. ool. Am.*, p. 363, pl. LXXXIII, fig. 5, 9).
Grand fragment recueilli par NOLAN à S. Font ou derrière Biniarroy ?
66. **Sonninia crassispinata** S. BUCKM. (*Inf. ool. Am.*, p. 317, pl. LVII, fig. 1, 2).
Région du Puig Masanella. N.
67. **Sonninia** sp.
Refols près Biniarroy. N.
68. **Haplopleuroceras subspinatum** S. BUCKM. (*Inf. ool. Am.*, p. 300, pl. XLIX, fig. 5, 6; pl. LI, fig. 1, 13).
Forme particulièrement abondante, représentée en général par des individus très normaux, mais, dans certains cas, par des types à côtes beaucoup plus espacées que les figures ne

- l'indiquent. L'Ofre, Burguesa, Andraitx, Galilea, S^a Alfàbia, Aumallutx, etc. F. N.
69. **Pœcilomorphus** cf. **infernensis** ROMAN (1913. *Ceph. Aal. Vall. du Rh.* Ann. Soc. Linn. de Lyon, t. LX, p. 19, pl. II, fig. 8, 10).
Un seul moule appartenant très probablement à cette espèce. P. S. du P. L'Ofre, F.
70. **Hyperlioceras** gr. de **H. discites** WAAGEN BUCKM. (*Inf. ool. Am.*, p. 94, pl. XVII, fig. 1, 5). F.
71. **Hyperlioceras** sp.
Andraitx, F.
72. **Hammatoceras** sp.
Andraitx, F.
73. **Dumortiera** cf. **Moorei** LYCETT (*Cotteswold Hills*, pl. I, fig. 2a (non 2b selon BUCKM.))
Aumallutx, N.
74. **Harpoceras (Ludwigia) Murchisonæ** SOW.
sp. (*Min. conch.*, pl. 550. BUCKM., p. 18, pl. I, II, fig. 1, 5, III, fig. 1, 3).
Trouvée par NOLAN à Creus et à Aumallutx et par nous près de S^a Eulalia (N.O. de Palma).
75. **Harpoceras (Ludwigia) Murchisonæ** SOW.
sp. var. **Baylei** BUCKM. (*Inf. ool. Am.*, p. 18, pl. III, fig. 6, 7).
Aumallutx (collection NOLAN).
76. **Tmetoceras scissum** BENECKE (*Ueber Trias und Jura*, pl. VI, fig. 4).
Un fragment douteux des couches roses à Brachiopodes de la Fontaine de S'Arró. F.
77. **Harpoceras (Lioceras) opalinum** REIN. sp.
(*Maris protog. Naut. et Argon*, fig. 1, 2).
78. **Harpoceras (Lioceras) comptum** REIN. sp.
(*Maris protog. Naut. et Argon.*, pl. I, fig. 5 et 6. BUCKM., *Inf. ool. Am.*, suppl., p. 14, pl. VII, fig. 7, 12).
Un bon exemplaire. S^a Eulalia. F.
79. **Pleydellia Aalensis** ZIETEN sp.
Cabrera. G. Lluca.
80. **Rhacophyllites** cf. **Mimatensis** D'ORB. sp.
Cabrera. G. Lluca.
81. **Hammatoceras procerinsigne** VACEK, S.
Vigilio, p. 33, pl. XIII, fig. 1-6).
Un mauvais exemplaire recueilli sous un banc gréseux à Brachiopodes au S. de l'Almadraba de Pollensa.
82. **Belemnites (acrocelites) Munieri** DESL.
Cabrera. G. Lluca.
83. **Belemnopsis sub-Blainvillei** DESL.
Cabrera. G. Lluca.
84. **Terebratula** sp.
Font. de S' Arro et Almadraba de Pollensa.
85. **Rhynchonella** sp.
Font. de S' Arro.
86. **Balanocrinus** cf. **subteroides** QUESTENDT
(*Jura*, p. 197, pl. XXIV, fig. 35, 36 ; DE LORIOL, *Pal. Fr. terr. jur.*, XI, 2^e partie., p. 300, pl. CLXXXII, fig. 3, 9, et CLXXXIII, fig. 1, 14)
Fontaine de S'Arro couches rouges.

La collection Nolan comporte de plus de nombreux articles de *Balanocrinus* de cette espèce étiquetés « route d'Inca à Lloseta ». Nous les mentionnons ici avec toutes les réserves possibles, car nous ne voyons pas en quel point ces fossiles ont pu être recueillis.

7° LES FACIÈS DU LIAS SUR LE POURTOUR DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

PROVINCE DE TARRAGONE. — Nous avons décrit, dans une note préliminaire en collaboration avec MM. FAURA Y SANS et BATALLER, les caractères essentiels des dépôts liasiques des montagnes de Cardó [123]. En résumé, ces terrains comportent les termes suivants :

Lias inférieur (Tivenys, Tivisa, etc.). Calcaires dolomitiques veinés ou dolomies bréchoïdes brunâtres ressoudées par des veines rouges. Ce niveau est très constant à la partie inférieure des calcaires massifs et tout nous porte à l'assimiler aux dolomies bréchoïdes de Majorque, 40 mètres.

Lias moyen. — Calcaires gris, durs, lités, à grain fin comportant dans de nombreux endroits d'abondantes sections de petits Bivalves et Gastropodes, 40-50 mètres.

L'apparence de ces couches se rapproche beaucoup des bancs à sections de Gastropodes localement intercalés dans les calcaires massifs de Majorque.

Lias supérieur. — Faciès à Brachiopodes représenté par des calcaires marno-sableux roux à délit marneux contenant toute une faune de Térébratules, Bélemnites, Pecten, etc. Suivant la localité, on observe soit la prédominance de calcaire marno-sableux en gros bancs, soit celle des lits marneux, 20-40 mètres.

Le Bajocien fossilifère est superposé à ce niveau et d'importantes formations dolomitiques lui succèdent en général.

PROVINCE DE VALENCE. — Nous avons observé en 1921, avec M. GIGNOUX, le gisement de Jurassique le plus extrême de la chaîne subbétique, vers Tabernes de Valldigna, dans les montagnes qui font face à Ibiza et dans le prolongement desquelles émerge cette île.

Il semble que le Lias s'y présente avec des caractères fort semblables à ceux qu'il montre dans la province de Tarragone.

Sur le Trias, on observe des calcaires lités, gris, souvent veinés, avec de nombreux bancs pétris de petits Gastropodes.

Sur ces assises, dont l'épaisseur peut atteindre 60-80 mètres, apparaît un niveau de marno-calcaires sableux roux, d'où nous avons extrait d'assez abondants Brachiopodes en mauvais état, et dont la détermination exacte ne nous fut point possible.

Il semblerait que ce soient de *Zeilleria ornithocephala* Sow. *Zeilleria Buckmanni* DAV. et, pour certains échantillons très douteux, de *Terebratula punctata* Sow. *Zeilleria subovoïdes* Sow. qu'elles se rapprochent le plus.

Ce niveau devra être rattaché soit au Lias, soit au Bajocien, sans doute, lorsqu'on y recueillera de meilleurs fossiles.

Des calcaires plus clairs reposent en lits peu épais et réguliers sur ce niveau fossilifère. Il semble que les importantes masses dolomitiques de la montagne qui domine Tabernes à l'Est se sont déposées immédiatement au-dessus de ces calcaires clairs. Elles correspondent à la partie supérieure du Lias, puis à une partie de l'Oolithique, puisque ce sont des marno-calcaires superposés à ces dolomies qui nous ont fourni ensuite une faune séquanienne.

Cet affleurement de Jurassique est isolé. On ne peut encore préciser ses relations avec ceux du Nord et du N.E. de la province de Valence, ni avec ceux de la province d'Albacete où DE VERNEUIL et COLLOMB avaient signalé le Jurassique supérieur, mais où, depuis lors, aucune recherche nouvelle n'a été faite. La parenté de ces dépôts avec ceux du Nord de Valence et de Cardó semble toutefois très nette.

RÉGIONS D'ALICANTE ET DE MURCIE. — Nous possédons, grâce aux patientes et minutieuses récoltes faites par M. DANIEL JIMENEZ DE CISNEROS, des renseignements de la plus grande importance sur la répartition du Lias moyen dans les provinces d'Alicante et de Murcie [135 à 151]. Il a en effet trouvé le Lias à faciès « alpin » dans la Sierra de Caravaca et jusque dans l'Est de la province d'Alicante (Sierra de Quivas et Sierra de la Espada).

Les listes extrêmement abondantes qu'il cite comportent en majorité des Brachiopodes de faciès profonds, comme *Pygope Aspasia* MENEGH., *Zeilleria hierlatzica*; des bivalves : *Diotis pisana* FUC., etc.; quelques Gastropodes, et des Céphalopodes qui, bien que plus rares, semblent se rencontrer dans chaque gisement et montrent que ce niveau doit être placé dans le Domérien. Bien que certains d'entre eux soient communs dans le Lias de France, pour la plupart, ils appartiennent à des formes fréquentes dans la région de Palerme, tels *Harpoceras cornacaldense* TAUSCH., *H. Fieldingii* REYNÈS, *H. Bertrandi* KIL., *H. Kurrianum* OPP., *H. Boscense* REYNÈS sp., *Rhacophyllites lariensis* MENEGH., *Lytoceras ovimontanum* GEYER, *Phylloceras Partschi* STUR., etc. Les intéressantes recherches de l'éminent Directeur de l'*Instituto general y tecnico* d'Alicante montrent donc que les couches à *Pygope Aspasia* de la chaîne subbétique sont exactement contemporaines des couches domériennes à *P. Aspasia* de la Sicile occidentale. Il est possible que leur partie supérieure passe au Toarcien, ainsi que la présence de *Rhacophyllites mimatensis* D'ORB. p. et divers Brachiopodes et Bivalves semblerait l'indiquer.

On connaît, depuis les magistrales études de MM. BERTRAND et KILIAN, l'existence de ce même Lias moyen plus à l'Ouest, dans les provinces de Grenade et de Jaen, où ces savants ont pu identifier plusieurs niveaux du Lias et montrer qu'ils se présentent sous le faciès du Medolo et sous celui qui est devenu classique en Sicile. R. DOUVILLÉ, étudiant les charriages des environs de Jaen, a démontré que, en outre de formations jurassiques autochtones de caractère moins bathyal, cette province comporte des dépôts jurassiques de caractère alpin qui y ont été apportés par des nappes venues du Sud, c'est-à-dire de cette bordure de la Sierra Nevada où le type alpin avait été défini par la Mission d'Andalousie.

La nature et le type des terrains jurassiques sont moins faciles à étudier dans la province de Cadix. Les fossiles y sont presque complètement défaut, et M. JUAN GAVALA Y LABORDE, qui vient de publier deux très intéressants mémoires sur cette région, a dû établir une partie de ses distinctions stratigraphiques sur des comparaisons lithologiques avec les montagnes décrites plus à l'Est par MM. BERTRAND et KILIAN. Il mentionne un Lias très puissant surmonté par des niveaux indéterminés, puis par le Tithonique. Dans ce Lias, nous mentionnerons en gros la répartition des assises et des faciès, d'après les travaux de ce savant.

Sur un Trias supérieur composé de marnes irisées, de cargneules, puis de dolomies, viennent des calcaires gréseux en bancs épais, puis des calcaires marneux gris, à veinules de Calcite, qui indiquent un approfondissement graduel de la mer au cours du Lias inférieur. Le Lias moyen est principalement formé de calcaires à silex très puissants contenant vers le haut *Terebratula punctata* Sow., Brachiopode très

ubiquiste, puis de calcaires à *Grammoceras Normannianum* et Brachiopodes, enfin de calcaires à *Harp. Valdani* avec abondants silex. Ce Lias moyen passe latéralement à des calcaires marneux gris sombre.

Le tout est couronné par des marnes et argiles grises à Ammonites du Toarcien. M. CAVALA attribue au même étage les argiles par lesquelles se termine la série des sédiments clastiques, puis rattache au Bajocien des calcaires qui les surmontent; mais il ne dit pas pourquoi il admet l'existence d'une lacune correspondant à l'Aalénien.

Quoiqu'il en soit, le Lias ne revêt donc pas ici le faciès alpin; et il semble en être de même de celui de Gibraltar. Nous savons depuis les travaux de M. GENTIL, et depuis la note que ce savant publia, avec la collaboration de MM. LUGEON et JOLEAUD, que l'arc marocain est formé par un ensemble de nappes charriées vers l'extérieur, comme celles d'Andalousie, et dont les noyaux sont constitués de Jurassique.

Il semble que dans la région comprise entre Fez et la province d'Oran se rencontre uniquement le type du Lias calcaire à caractères peu profonds et à série incomplète; on a établi la preuve de la transgression mésoliasique dans la moyenne Moulouya, vers la frontière de l'Algérie, et jusque autour d'Igli dans le Sud. Vers Saïda, FLAMAND signale des calcaires dolomitiques, puis des calcaires marneux contenant la faune ordinaire du Lias à Brachiopodes; par contre, un peu plus au sud, apparaîtrait le faciès à *Pygope Aspasia*, c'est-à-dire un type plus « alpin » ou sicilien du Lias.

Si l'existence du Lias inférieur reste douteuse dans les montagnes comprises entre Saïda et la Tunisie, le Lias moyen a été signalé dans toute la série des dômes de calcaires jurassiques qui apparaissent dans cet immense espace, et M. DARESTE DE LA CHAVANNE vient, en particulier, de donner une liste très complète de l'intéressante faune de Brachiopodes à affinités sicilienne des environs de Guelma. La présence, en outre, de très nombreux Brachiopodes ubiquistes de *Pygope Aspasia*, d'*Eucyclomphalus hierlatzensis*, de *Rhacophyllites* cf. *eximius* et de *Phylloceras* cf. *Meneghinii* indique certainement le voisinage des parties profondes de la mer. L'âge assigné à cette faune est, selon l'auteur, postérieur à celui de la faune classique du Hierlatz et légèrement antérieur à celui des couches domériennes à *P. Aspasia* de Sicile.

C'est du reste par ces affleurements et ceux du Djebel Zaghouan que nous arrivons à la région célèbre de Sicile où est pris le type de la faune et du faciès méditerranéen du Lias.

Quant à la Sardaigne, il résulte des recherches de DENINGER qu'elle s'est trouvée émergée durant tout le Lias. La Corse comporte dans sa partie septentrionale des dépôts liasiques analogues dans leur ensemble à ceux de la France méridionale.

8° HYPOTHÈSES RELATIVES A LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU LIAS DANS LE BASSIN DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

En dépit du nombre relativement considérable de travaux qui ont été publiés sur le Lias de la péninsule espagnole, il ne paraît pas encore possible de définir, fût-ce approximativement, les contours de la mer de cette époque, et la carte donnée par R. DOUVILLÉ pour l'ensemble du Jurassique demeure prudemment vague. Au demeurant, on peut schématiser les résultats acquis de la manière suivante.

Dans les provinces de Cuenca et de Tarragone, à Majorque et Minorque, à l'Est et au Sud de la province de Valence, dans la partie externe des chaînes subbétiques, jusqu'à la province de Cadix et sans doute jusqu'aux régions atlantiques de Tavira et Loulé, dans le Sud du Portugal, des formations calcaires se sont déposées en continuité avec les dépôts fréquemment dolomitiques par lesquels se termine la série triasique. Localement, le faciès dolomitique persiste durant le début du Lias (chaîne hespérique, DEREIMS), ou réapparaît momentanément au cours de cette époque, mais la sédimentation demeure continue et témoigne d'un approfondissement graduel de la mer. Au Lias moyen, des faciès plus ou moins marneux à Brachiopodes et Bivalves, accompagnés d'Ammonites banales, apparaissent assez généralement (Majorque, Minorque, Montes Universales, Tabernes de Valldigna, etc.). Leur apparition coïncide avec un mouvement transgressif très marqué de la mer qui gagne sur les bords de la Meseta et atteint les régions de Soria, Barahona, Sigüenza, Logroño, en même temps qu'elle gagne vers le N.E. dans les Pyrénées de l'Aragon, ainsi que M. DALLONI semble l'avoir établi. Il est difficile de savoir si le golfe, que dessinait la mer liasique entre la Meseta et ce qui devait plus tard devenir les Pyrénées, communiquait déjà au Lias

inférieur avec la mer du Nord de Burgos, mais la liaison semble avoir existé en tout cas dès le Lias moyen, et la monotone unité des formations peu profondes, à Brachiopodes et à Bivalves, qui s'étendent de la Meseta aux Baléares, donne l'impression très nette d'une vaste mer épicontinentale, sans aucune formation bathyale. Robert DOUVILLÉ considérait, de même, comme de mer peu profonde, les sédiments jurassiques autochtones de la province de Jaen. La transgression aalénienne ne paraît pas s'être fait sentir brusquement; dès le Toarcien, on constate, dans celles de ces régions qui sont fossilifères, une diminution relative du nombre des Brachiopodes et un accroissement de celui des Ammonites classiques de ces niveaux. Les formations à Brachiopodes persistent toutefois dans les abords de Cardó, alors qu'un approfondissement assez marqué a dû se manifester durant le Lias supérieur dans la mer de la Sierra de Majorque, pour s'achever par le dépôt des marno-calcaires clairs à *H. subspinatum* BUCKM., dans lesquels on doit relever, conjointement, la présence de formes ornées, banales, fréquentes dans les mers françaises et anglaises, ainsi que de Radiolaires, et l'absence totale de formes spéciales aux régions alpines, soit parmi les Brachiopodes, soit parmi les Ammonites qui ne comportent de plus aucun *Phylloceras* et aucun *Lytoceras*. Il est probable qu'au S. de ce chenal une zone a dû demeurer émergée au moins jusqu'à l'Aalénien, sur une largeur dont les mouvements orogéniques tertiaires nous empêchent d'évaluer la mesure, et que c'est à l'Orient de cette terre que passait la mer à faciès « alpin » dont il nous reste à parler.

La question de la répartition des sédiments bathyaux dans la Méditerranée occidentale est rendue particulièrement délicate par l'incertitude où nous demeurons quant à l'amplitude et à l'allure exacte des mouvements orogéniques des temps tertiaires. Nous estimons qu'en l'état actuel de nos connaissances les études stratigraphiques doivent plutôt donner une base aux théories tectoniques que s'appuyer sur elles. Il est manifeste que, selon que nous tiendrons les nappes d'Andalousie pour charriées depuis le Sud de la Sierra Nevada, ou pour déplacées sur une moindre échelle, selon que nous admettrons que les montagnes de l'Algérie sont en place ou charriées, nous arriverons à des résultats diamétralement opposés.

Les faits paraissant acquis sont les suivants :

Au Sud de la large frange de terrains de caractère peu profond des Provinces de Jaen, d'Albacete et de Valence, se sont déposées, dans un chenal graduellement approfondi, des formations bathyales, particulièrement développées au Lias moyen. On les connaît de la Province de Grenade à l'Ouest de celle d'Alicante. Puis, après une interruption apparente de 350 kilomètres, on les retrouve immédiatement au Sud de Majorque, dans l'île de Cabrera. Dans toutes ces régions, le Lias moyen est constitué soit par des calcaires blancs très purs, soit par des calcaires rougeâtres identiques à ceux du Medolo des Italiens. Des Brachiopodes qui semblent avoir habité des mers profondes, des Ammonites de type méditerranéen, des Bivalves spéciaux donnent à ces dépôts un cachet identique à celui des formations contemporaines de Sicile, de l'Apennin et des Alpes orientales. Dans la Province d'Alicante comme dans celle de Grenade, ces calcaires passent, au Lias supérieur, à des calcaires orangés à *Grammoceras toarcense* D'ORB., *Leioceras bicarinatum* MUNST., *Lytoceras jurense* ZIET., *Hildoceras bifrons* BRUG., où se retrouve aussi un caractère plus bathyal que dans le Lias supérieur de Majorque. Ce dernier semble par contre revêtir un faciès marno-calcaire à fragments de silex très analogue à celui qu'il présente dans la Province de Cadix et dans les couches autochtones de la Province de Jaen, exception faite pour les Ammonites d'affinités siciliennes, que R. DOUVILLÉ a trouvées dans cette dernière région, et qui n'existent pas aux Baléares.

Nous croyons, étant donné l'absence totale ou partielle du Lias à Ibiza, que l'on peut admettre jusqu'à plus ample informé que la mer où se sont déposées les formations liasiques de la Sierra de Majorque devait être en communication directe avec le bassin vaste, assez peu profond et à faune du type français, qui occupait partiellement les royaumes d'Aragon et de Valence et qui se continuait peut-être vers l'Ouest, vers la province de Jaen. Un seuil émergé jalonné par le massif de Randa à Majorque et par l'île d'Ibiza, l'un et l'autre dépourvus de dépôts liasiques, mais dont l'extension vers le S.E. demeure inconnue, a séparé ce bassin de la mer profonde à faune de

type alpin qui devait passer plus au Sud. Il semble que ce seuil ait été localisé, si l'on en juge par l'existence, dans la bordure autochtone des montagnes andalouses, des espèces méditerranéennes que DOUVILLÉ y a trouvées, mais nous pensons qu'il se reliait par le Sud de Minorque à la Sardaigne et au Sud de la Corse.

Ce tronçon de mer alpine, passant plus ou moins au S. de la position actuelle des sédiments qui s'y sont déposés, a dû manifestement avoir une communication assez directe avec le géosynclinal dont on connaît le tracé depuis l'Apennin jusqu'à la Sicile occidentale. S'est-elle faite par l'arc bétique et marocain ou bien directement? Il semble encore bien difficile de l'établir. En Andalousie, ni la Province de Cadix, ni le rocher de Gibraltar ne montrent les couches, à faciès alpin, qui devraient prolonger celles de Murcie et de Grenade si la liaison se faisait par le Maroc et l'Atlas. Au Maroc, le Lias à Céphalopodes du Nord de Meknès est séparé des régions algériennes par une large zone où ce niveau manque et où le Jurassique moyen est transgressif sur le Trias. En Algérie, nous avons vu que le dernier point où sont connues des traces de faunes alpines est le Sud de Saïda. On peut jusqu'à nouvel ordre avoir des doutes quant à la continuation du géosynclinal à faciès alpin à l'Ouest de la frontière algéro-marocaine, puisque cette zone semble n'avoir été atteinte par la mer qu'au Lias moyen. Enfin, jusqu'ici, les affleurements de Lias, cités par M. GENTIL au fur et à mesure de ses remarquables explorations, ne semblent avoir donné aucun indice de mélanges méditerranéens. Jusqu'à ce que des traces du passage de la mer à faciès alpin aient été trouvées au Maroc, force nous est d'admettre la liaison directe de la fosse andalouse avec le géosynclinal sicilien par le Sud de Majorque et de la terre émergée dont nous avons indiqué plus haut l'existence probable, entre cette île et le massif corso-sarde.

Cette hypothèse est peu satisfaisante, car elle oblige à imaginer que la zone profonde se divise en deux branches aboutissant l'une et l'autre à un cul-de-sac (voir pl. X). Mais nous ferons observer, d'autre part, que c'est au Lias que prend naissance ce sillon dit « géosynclinal », que la nature des faunes qu'on y a signalées indique qu'il n'est pas encore profond ni très bien individualisé, et qu'il est possible que l'affaissement de son fond ait débuté plus tard vers l'O. qu'à l'E.

III. JURASSIQUE MOYEN

1° RÉPARTITION ET HISTORIQUE

Ainsi que tous les géologues l'ont remarqué, la série des terrains jurassiques supérieurs au Lias est d'une étude difficile à Majorque. HERMITE l'a crue complète, mais représentée par des calcaires sans fossiles. NOLAN y signale une lacune correspondant au Callovien et à l'Oxfordien inférieur.

Notre avis est différent, et nous croyons que les divers étages du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur ont été presque tous représentés dans la Grande Baléare, mais que des actions d'érosion anté-portlandienne ont enlevé la majeure partie de leurs dépôts.

De fait, il existe indubitablement des lambeaux de Bajocien fossilifère, en outre de débris assez importants, d'assises que leur faciès nous porte à rattacher à cet étage. Nous connaissons des couches bathoniennes plus rares, mais quant à l'âge desquelles nous croyons pouvoir être affirmatif.

Pour les autres terrains, nous n'en avons pas vu d'affleurements indubitables, mais des fossiles d'âge oxfordien, séquanien et kimméridgien se rencontrent dans des couches rouges à la base du Tithonique d'une manière qui nous porte à les y croire remaniés, ce qui implique forcément leur dépôt à petite distance.

Quoi qu'il en soit, tous les terrains compris entre le Lias et le Tithonique, même ceux qui appartiennent indubitablement au Jurassique moyen présentent à Majorque une extension limitée.

Le premier niveau dont la répartition soit très générale y est le Tithonique, qui sera étudié plus loin.

HERMITE n'a pas trouvé traces de fossiles post-liasiques et anté-tithoniques, sauf au versant de la montagne de Nostra Señora de la Victoria (*Parkinsonia Parkinsoni*?) et dans les environs du P. L'Ofre

(*A. Delmontanus* et *A. Backeriæ*). On a pu voir plus haut que nous avons recueilli dans ces parages une faune appartenant au Lias supérieur. Nous n'avons, par contre, trouvé dans ces gisements aucun fossile oxfordien. Dans l'ensemble, on ne peut faire aucun cas des travaux anciens relatifs aux couches comprises entre le Lias et le Tithonique.

Il n'en est pas de même de ceux de NOLAN.

Ce collectionneur patient a réuni des matériaux importants et a signalé en 1895 [67] qu'à Majorque le Bathonien existe sous forme de couches à *P. arbustigerus* et à *Phylloceras Kudernatschi* V. HAUER. Nos observations confirment ces vues, ainsi qu'on le verra plus loin. Malheureusement, le grand désordre dans lequel NOLAN a laissé sa collection de Grenoble, le manque fréquent des indications de localités sur ses étiquettes ôtent beaucoup de la valeur des matériaux, recueillis par lui, que nous avons tenté d'étudier. Nous ne basons nos affirmations que sur nos observations et nos récoltes personnelles.

2° LE JURASSIQUE MOYEN DANS L'ILE DE MAJORQUE

a) **Sierra de Majorque.** — Nous allons décrire brièvement les rares lambeaux de terrains post-liasiques et anté-tithoniques dont l'âge paraît nettement établi, en réservant ceux qui pourraient être attribués à un remaniement et dont nous discuterons la véritable nature en étudiant les formations portlandiennes dont ils constituent la base. Leur petit nombre rend inutile le groupement de ces gisements par unité tectonique.

PIED S.E. DU PEÑAL CAMPOS ($x = 6^{\circ}90' + 4.800$; $y = 43^{\circ}90' + 8.700$). — Les hauteurs qui bordent à l'Est la dépression crétacée de S'Arracó culminent au Peñal Campos (N. de S'Arracó) et au P. Sa Font (E. de S'Arracó). Entre ces deux sommets, un ensellement formé de calcaires jurassiques massifs supporte un petit monticule dont la coupe montre de bas en haut la succession suivante (voir coupe d'ensemble, pl. I).

- 1° Calcaires massifs de base.
- 2° Calcaires marneux, gris, durs, à silex.
- 3° Fausse brèche tithonique.
- 4° Marno-calcaires écrasés.
- 5° Tithonique.
- 6° Calcaires marneux.
- 7° Calcaires massifs.

Ces calcaires marneux de base dépassent largement le pourtour du monticule, et sont plaqués sur le Lias massif. Le sentier qui, de Son Castellet, gagne l'ensellement au N. du P. Sa Font et le Peñal Campos, coupe leur affleurement.

Nous avons recueilli en ce point :

Cadomites Humphriesianus Sow. sp.

Cadomites crassicosatus QUENST. sp.

Il est possible que les couches de calcaires marneux à silex subordonnées à ce niveau représentent le Lias supérieur à *Haplopleuroceras subspinatum* BUCKM., mais ici nous n'avons trouvé aucun autre fossile que ceux du Bajocien.

Le Tithonique et le Crétacé se reconnaissent à leur faciès; nous n'y avons point trouvé de fossile.

COL DE LA ROUTE DE PALMA A ANDRAITX (kil. 28). — La succession de ces couches du S.O. au N.E. et de bas en haut est la suivante (voir ch. II, fig. 34) :

- 1° Crétacé.
- 2° Fausses brèches blanches tithoniques.
- 3° Calcaires tithoniques en gros bancs avec rares débris de fossiles.
- 3' Calcaires nodulo-marneux jaunâtres lités, blanchissant à l'air, contenant d'assez nombreux débris d'*Aptychus latus* PARK.

4° Marno-calcaires lie de vin très froissés avec fossiles bathoniens (*Per. arbustigerus* D'ORB. sp., *Lytoceras tripartitum* D'ORB. sp.).

Ce sont ces couches que coupe la route au point où nous avons relevé la coupe figure 34.

5° Au-dessus vient un ensemble de bancs marno-sableux de 0 m. 10 à 0 m. 15 d'épaisseur, séparés par des niveaux plus marneux: le tout est gris terreux, mais blanchit à l'air, et ce n'est qu'à grand'peine qu'on peut distinguer ces assises du Néocomien avec lequel HERMITE et ses successeurs les ont confondues jusqu'ici.

La présence d'une faune bajocienne certaine nous a permis de les dater avec précision.

6°-7° Calcaires marneux à faune salénienne.

8° Calcaires subcristallins.

9° Calcaires massifs.

Nous n'avons recueilli aucun fossile dans les couches 8 et 9 qui sont sans doute liasiques. Par contre, outre le niveau liasique précédemment étudié, la couche 5 nous a donné la faune bajocienne ci-après :

Cadomites Humphriesianus Sow. sp.
Cadomites cf. *Humphriesianus* Sow. sp.
Cadomites Bigoti M.-CH.
Cadomites crassicostatus QUENST. sp.
Cadomites plicatissimus QUENST. sp.
Cadomites linguiferus D'ORB. sp.

Cadomites cf. *linguiferus* D'ORB. sp.
Cadomites pyritosus QUENST. sp.
Cadomites Braikenridgei Sow. sp.
Pæcylomorphus cf. *cycloides* D'ORB. sp.
Perisphinctes Martiusi D'ORB. sp.
Belemnites. sp.

En outre, nous avons recueilli dans un champ *Cadomites Bayleanus* OPP. sp. Mais peut-être cet échantillon, qui est de teinte violacée et assez émoussé, a-t-il été remanié dans des formations postérieures.

En tout cas, les dix Céphalopodes cités en tête de cette liste se présentent indubitablement comme inclus dans la roche même où ils se sont fossilisés.

La couche 5 doit donc être considérée comme représentant le Bajocien ou sans doute plus exactement le Bajocien moyen et supérieur.

L'absence de toute *Sonninia* ou *Emileia* laisse en effet supposer que la zone inférieure de l'étage ou zone à *Wichellia læviuscula* n'est pas comprise dans les assises fossilifères.

Les couches violacées portées sur notre coupe sous le numéro 4 contiennent presque exclusivement des débris indéterminables de *Perisphinctes* généralement écrasés. Par contre, nous y avons recueilli un assez grand nombre de *Lytoceras tripartitum* D'ORB. sp., ainsi qu'un grand nombre de *Perisphinctes arbustigerus* D'ORB. sp.

Ces fossiles semblent indiquer que nous sommes ici en présence du Bathonien. Bien que la question puisse être discutée peut-être, nous ne croyons pas non plus qu'ils soient remaniés.

L'étude de la faune des couches 3-2, qui sont portlandiennes, sera faite ultérieurement, mais nous pouvons indiquer dès maintenant que, selon toute apparence, c'est sur ce Bathonien, peut-être partiellement attaqué par l'érosion, que se sont déposés les bancs lités du Tithonique.

Les coupes qui accompagnent le chapitre de géologie descriptive consacré à la région d'Andraitx montrent combien le détail des dislocations masque et trouble les rapports stratigraphiques naturels des couches. Mais le Jurassique moyen réapparaît en divers points au S.E. de la Sierra de Garrafa. On y trouve la majeure partie des espèces de notre liste, ainsi que de nombreux *Cancellophycus* et des rognons de silex.

Bien qu'il soit reconnu maintenant que ces empreintes ne soient en aucune façon caractéristique d'un étage, nous devons faire remarquer leur grande abondance dans les marno-calcaires du Lias supérieur et du Bajocien. Nous en avons noté une fois dans le Tithonique, très rarement dans des marno-calcaires crétacés, en sorte que, tout en faisant les réserves utiles sur la valeur absolue du caractère, nous devons noter que l'association Silex-*Cancellophycus* est, dans tous les cas où les fossiles manquent, un excellent indice pour reconnaître le Lias supérieur et le Bajocien.

COL AU SUD DU PUERTO DE ANDRAITX (x = 6°70 + 4.200; y = 43°50 + 3.000). — Entre le

P. Marmacen et le sommet cote 161, une bande assez étroite de marno-calcaires sablonneux gris clair, tendres, a été attaquée par l'érosion et forme un petit col boisé de pins.

Parmi ces couches un banc contient :

Lytoceras tripartitum D'ORB. sp.

Hecticoceras sp.

Patoceras annulatum D'ORB. sp.

Posidonomya alpina A. GRAS.

Cette association nous incite à placer ces couches dans le Bathonien, en attendant que de meilleurs fossiles permettent d'établir leur âge certain.

L'important est qu'elles sont ici en place. La seule présence de *Posidonomya alpina* suffirait à le démontrer, car ce fossile est d'un test si délicat qu'on ne le trouve qu'à l'état d'empreinte — et une empreinte ne saurait être remaniée.

CHEMIN DE ESCAPDELLÀ A ANDRAITX PAR S'ESTRET. — NOLAN a recueilli sur ce parcours tout une petite faune tithonique, sans doute vers le débouché S.E. de la gorge du torrent. Aux formes portlandiennes s'ajoutent deux *Cadomites* à côtes interrompues qui paraissent être d'un type de monstruosité analogue à celui figuré par QUENSTEDT, pl. LXVI, fig. 12.

CHEMIN DE GALILEA PAR SON FONT. — NOLAN a trouvé à Son Font (E. de Calvia) un exemplaire de *Garantia baculata* QUENST. sp. dont l'aspect correspond à la roche que nous avons observée sous le Tithonique et le Nummulitique du monticule sur lequel est bâti le Predio de ce nom. Nous n'y avons pas personnellement recueilli de fossiles, mais par contre nous avons découvert un gisement assez intéressant sur le chemin de Son Font à Galilea, à 1.000 mètres au Nord de la ferme.

La coupe de ces terrains comporte de haut en bas :

- 1° Calcaires clairs à *Phylloceras Kochi* OPP. et *Neumayria cf. compsa* OPP. sp.
- 2° Marno-calcaires clairs à *Cancellophycus* avec débris d'Ammonites carénées indéterminables.
- 3° Marno-calcaires clairs à faune bajocienne.
- 4° Calcaires massifs.

La couche 3 nous a fourni les formes suivantes :

Cadomites Humphriesianus SOW. sp.

Cadomites cf. Humphriesianus SOW. sp.

Cadomites Bigoli MUN.-CH.

Cadomites Bayleanus OPP. sp.

Garantia Garanti D'ORB. sp.

Phylloceras disputabile ZITT. sp.

Sphæroceras meniscus WAAG.

Enfin aux abords même de Galilea, au pied S.E. du village, la route venant d'Escapdellà, une fois atteint le haut du seuil rocheux gravi par des escaliers, entame des marno-calcaires à silex et *Cancellophycus* dans lesquels nous avons observé des fragments de *Cadomites*.

Dans les pentes au Nord de la montagne de Galilea, on recueille :

Cadomites Bayleanus OPP. sp. N.

Cadomites linguiferus D'ORB. sp. F.

Cadomites cf. Humphriesianus SOW. sp. N.

Ce dernier provient du chemin de Galilea à Puigpuñent, sans doute des parages où nos coupes montrent (fig. 100) l'affleurement du Jurassique moyen.

BAJOCIEN DE BENDINAT. — Ce gisement est moins certainement formé de terrains non remaniés que les autres. Nous croyons toutefois devoir le mentionner ici plutôt qu'au chapitre du Tithonique.

Les coupes 109 à 112 qui accompagnent notre chapitre XI montrent comment apparaissent les couches à *Cadomites* aux abords de la route de Palma à Andraitx, vers le kilomètre 8.

Ces mêmes couches, que nous figurons selon le talus N.E. de la tranchée et suivant une coupe perpendiculaire à ce talus, se retrouvent dans les champs bordant la route au S.O. à la hauteur de cette tranchée. Ce sont des assises roses ou violacées, marno-calcaires, très friables, où en général les Céphalopodes présentent un mauvais état de conservation.

La succession des assises est, de bas en haut, la suivante :

- 1° Calcaire lité jaunâtre en gros bancs ondulés.
- 5° Marno-calcaires du Lias supérieur à *Haplopleuroceras subspinatum* BUCKM.
- 5' Couches à *Cadomites*.
- 7° Tithonique blanc.

On remarquera que dans les autres coupes cette assise 5' à *Cadomites* manque, mais par contre un banc rose pétri de fossiles tithoniques (6') se trouve à la base du Tithonique blanc. Ailleurs encore la base du Tithonique paraît constituée par des calcaires en dalles dont la surface montre de nombreux *Perisphinctidés* tithoniques.

C'est dans la couche 5', qui domine le bord N de la route aux abords du kilomètre 8, que nous avons recueilli la majeure partie des fossiles bajociens de Bendinat. NOLAN n'a pas porté d'indication précise sur ses étiquettes, mais il paraît avoir retrouvé cette couche vers le château de Bendinat.

La liste que nous donnons porte l'initiale de celui qui a recueilli ces diverses espèces. Pour celles qui sont dues à NOLAN, nous ne pouvons garantir qu'elles aient été récoltées en cet endroit, bien que ce soit vraisemblable.

F. <i>Lytoceras</i> sp.	N. <i>Cadomites Bayleanus</i> OPP. sp.
F. <i>Phylloceras mediterraneum</i> OPP. sp.	N. <i>Cadomites</i> sp.
F.N. <i>Cadomites linguiferus</i> D'ORB. sp.	N. <i>Stepheoceras Blagdeni</i> Sow. sp.
N. <i>Cadomites pyritosus</i> QUENST. sp.	F.N. <i>Emileia Sauzei</i> D'ORB. sp.
F.N. <i>Cadomites Humphriesianus</i> Sow. sp.	F. <i>Sphaeroceras Brongniarti</i> Sow. sp.

Enfin, dans le haut du versant de la Serreta Sa Piqueta, à la base, ou mieux, sous les couches tithoniques (6 de notre figure), nous avons recueilli :

Phylloceras Kudernatschi V. HAUER.

espèce bajocienne et bathonienne.

N'ayant observé aucun mélange certain de fossiles bajociens avec des fossiles portlandiens dans ces couches, nous les croyons en place malgré leur état d'altération. Sans doute ces lambeaux de marno-calcaires bajociens ont-ils eu à souffrir des actions érosives et une latéritisation partielle, qui peuvent expliquer et leur aspect particulier et la teinte rouge ou rose des assises inférieures du Tithonique, sans faire intervenir ici un remaniement effectif dont il n'y a, croyons-nous, pas de preuve absolue en ce point.

CUBA, MASSANELLA, TOSSALS. — Les gisements de fossiles bajociens ou bathoniens sont très rares en dehors de l'extrémité S.O. de la chaîne. NOLAN a recueilli dans le synclinal plissé de Cuba :

Cadomites Braikenridgei Sow. sp. (N. du P. L'Ofre.) *Cadomites Bigoti* M.-CH. sp.

puis dans la région de Massanella ou du Puig de ce nom :

Cadomites mutabilis QUENST. sp. *Cadomites* cf. *pyritosus* QUENST. sp.

Pour notre part, nous avons trouvé au sommet coté 600, près Tossals, dans les calcaires à silex et *Cancellophycus* contre lesquels s'appuie le Tithonique (voir coupe fig. 180) de très mauvais débris que l'on ne peut qu'avec doute rapporter à *Sonninia* cf. *Sowerbyi* et *Cadomites* gr. de *Humphriesianus* Sow. sp., mais dont l'intérêt est de nous fournir un jalon entre les gisements de la région d'Andraitx et ceux d'Alcudia.

ENVIRONS D'ALCUDIA. — Depuis le Puig Fé jusqu'à l'extrémité de la presqu'île d'Alcudia, le caractère des sédiments est très différent, ainsi que nous l'avons déjà fait observer quant au Lias, de ce qu'il est dans le reste de l'île. Notre carte représente avec la teinte du Jurassique moyen et le symbole L. B. un important complexe de couches litées; souvent coupées de bancs de silex où le faciès est complètement différent de celui des assises liasiques ou infra-oolithiques que nous

connaissions ailleurs. Ces calcaires sont si fréquemment reployés que nous n'avons pu observer de coupe complète.

La meilleure que nous ayons trouvée peut s'étudier au S.O. de Camp Gran.

Le Jurassique inférieur est constitué par des calcaires à grain fin gris terne, assez sombres, lités en bancs de 0 m. 20 environ. Ces calcaires contiennent plus à l'E. de mauvais débris de *Sonninia* et d'Harpoceratidés (voir ch. XX, § 13).

La colline qui domine Camp Gran les montre surmontés par des bancs tithoniques à *Perisphinctes transitorius* ZITT., dont le faciès est aussi très différent de celui que nous connaissons à ce terrain dans le reste de l'île. Sur le Tithonique, de puissants calcaires lités représentent selon nous le Néocomien.

Mais ces formations, que nous avons réunies sous une seule teinte sur notre carte, doivent passer du Lias au Bajocien et peut-être au Bathonien.

En effet, nous avons recueilli au versant N. du P. Aucanada : *Cadomites Bigoti* M.-CH. ou *Bayleanus* OPP. et au N.E. de cette montagne, près de C'an Fé, à l'Est du lit du torrent :

Cadomites Broodæi Sow. sp.

Perisphinctes Martiusi D'ORB. sp.

Parkinsonia Parkinsoni Sow. sp. ? (très mauvais débris).

Garantia cf. *bifurcata* ZIETEN (R. DOUVILLÉ).

Oppelia cf. *subradiata* Sow. sp.

Cadomites sp.

Dans les champs, on trouve de rare en rare des débris de *Phylloceras Kudernatschi* V. HAUER.

Vers la batterie d'Alcudia, NOLAN a recueilli *Perisphinctes Martiusi* D'ORB. sp., *Garantia bifurcata* ZIETEN sp., *Aptychus* sp. Enfin, nous attribuons à *Stenoceras Niortense* D'ORB. sp. une empreinte d'Ammonite provenant de C'an Socias.

Il nous semble donc bien établi que, toutes réserves étant faites sur le détail de la stratigraphie locale, le Lias supérieur et l'Oolithique inférieur doivent être représentés dans les calcaires lités qui supportent le Tithonique et le Néocomien dans la presqu'île d'Alcudia.

Ce faciès particulier s'étend jusqu'au P. Fé. Dans les collines à l'Est de cette montagne, nous avons recueilli un très mauvais fragment de *Cadomites* cf. *Bigoti* M.-CH.

b) Jurassique moyen du massif d'Arta. — SA SERRA PRÈS ARTÁ (fig. 38).

Sur le Crétacé (5) et l'Oligocène reposent des dolomies triasiques puissantes d'environ 50 mètres (1) qui vers le haut supportent 50 à 60 mètres de calcaires lités (2) rappelant beaucoup ceux des abords d'Alcudia et qui se terminent au sommet de la colline par 1 ou 2 mètres de marno-calcaires rougeâtres et verdâtres, foncés (3), où nous avons recueilli :

Perisphinctes Martiusi D'ORB. sp. (abondant).

Garantia baculata QUENST. sp.

Patoceras annulatum D'ORB. sp.

Phylloceras sp. (certains d'entre ces *Phylloceras* sont peut-être à rapporter à *Ph. Kudernatschi* V. HAUER, mais leur état de conservation laisse trop à désirer pour permettre une attribution spécifique vraisemblable).

Cet ensemble présente un pendage E.-N.E. de 15-20 degrés et il semble qu'un léger placage de couches tithoniques (4) ait été conservé sur le Bajocien. En effet, ce dernier étage supporte des calcaires clairs en fausse brèche assez mal définis, mais qui rappellent précisément par leur caractère ambigu le Tithonique de Camp Gran. Aucun fossile ne nous a permis de vérifier cette hypothèse, mais des recherches plus minutieuses que les nôtres éclairciraient facilement ces doutes.

SIERRA DE MANACOR. — Sous cette rubrique la collection NOLAN renferme :

Cadomites pyritosus QUENST. sp.

Cadomites linguiferus D'ORB. sp.

Perisphinctes Martiusi D'ORB. sp. (assez abondant).

Garantia baculata QUENST. sp. (forme comprimée)
(= R. DOUVILLÉ, pl. V).

Nous avons trouvé de mauvais fossiles bajociens dans les collines à l'E.-S.E. du P. Llodrá.

Il est probable que les fossiles de NOLAN proviennent de cette région. Nous avons relevé

avec M. KILIAN les coupes figures 39 aux abords de Manacor, à Sa Torre et à Sa Roca. Elles montrent, hypothétiquement du reste, les rapports probables des terrains liasiques avec le Bajocien.

c) **Massif de Randa.** — **PIED E. DU P. DE RANDA.** — On retrouve encore les couches à *Cadomites* dans la région de Lluchmayor, réduites à l'état de lambeaux recouverts en transgression par le Nummulitique et le Néogène.

Le seul gisement fossilifère que nous en connaissions est coupé par le sentier qui va de Aubena à Son Vert par l'Est du Puig de Randa (fig. 211).

Au pied des parois de Miocène et disparaissant sous les couches transgressives de ce terrain, apparaissent des calcaires à silex légèrement marneux, à cassure esquilleuse, qui reposent directement sur les dolomies du Trias.

Nous y avons recueilli :

Sonninia Romani OPP. sp.

Cadomites Bigoti ou *Bayleanus* (distinction impossible sur un fragment isolé).

Phylloceras Circe HEBERT.

Phylloceras sp.

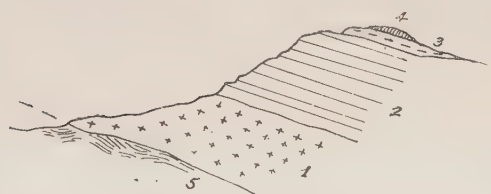


FIG. 38. — Coupe des terrains jurassiques charriés de la croupe au N.O. de Sa Serra (Artá).



FIG. 39. — Coupes du Jurassique de Sa Torre et de Sa Roca près Manacor. (Ech. 1/5.000^e.)
1, Lias massif; 2, Calcaire gréseux roux, analogue à celui de La Muleta; 3, Lias supérieur; 4, Bajocien.

Ces mêmes couches, fossilifères, mais d'où nous ne pûmes extraire aucune Ammonite déterminable, se retrouvent dans la dépression qui sépare le P. de Randa du P. de Benificat, aux alentours de S. Cerda et Binelegant en particulier.

Enfin, il semble que ce soit encore elles que l'on observe sous le Crétacé du P. Famellá, entre ce sommet et la montagne de la Bastida. Mais ici nous n'y avons vu que des bancs de calcaire plus ou moins marneux, à silex.

d) **Région de Petra.** — La ligne de chemin de fer de Sineu à Petra coupe aux abords du kilomètre 48 des calcaires marneux, à toucher sablonneux très semblables aux couches à *Posidonomya Alpina* du Sud du Puerto de Andraitx. Ces couches contiennent, ici, le même fossile, en grande abondance; nous y avons recueilli aussi des restes de petites Ammonites, mais si minuscules que leur détermination est impossible.

*
* *

e) **Coordinations.** — Par ces gisements nous achevons la liste des localités où le Bajocien et le Bathonien se montrent clairement en place, caractérisés par des fossiles bien déterminables. Nos descriptions détaillées indiqueront leurs autres affleurements. Ceux-ci suffisent à établir que le Bajocien paraît avoir été répandu à Majorque d'une manière uniforme, sous des faciès variables dans le détail, mais toujours du type marin à Céphalopodes. Sans doute en fut-il de même du Bathonien, quoique ses lambeaux soient beaucoup plus rares.

La transgression aalénienne qui avait peu fait sentir ses effets à Majorque est donc continuée au Bajocien par un mouvement positif de la mer qui se généralise et qui paraît bien avoir recouvert toute la région. Si nous n'en connaissons pas la trace dans les terrains charriés de Santueri, nous en connaissons les dépôts vers Manacor — c'est-à-dire peut-être sous la nappe de Santueri — et à Randa dans une position qui correspond aussi sans doute au substratum de cette dernière.

f) **Caractères lithologiques du Jurassique moyen de Majorque.** — Le Jurassique moyen montre des caractères très semblables à ceux que nous avons mentionnés pour le Lias supérieur, et il n'est guère possible de distinguer ces terrains sans le secours des fossiles qu'ils contiennent.

La roche, lorsqu'elle n'est pas altérée, est un marno-calcaire compact, gris plus ou moins sombre, à rares taches de rouille.

Les couches rouges, plus tendres, qui contiennent des *Cadomites* à Bendinat, se montrent formées à peu près des mêmes éléments lithologiques et pétries des mêmes organismes.

On retrouve ici de manière presque générale les Radiolaires que nous avons signalés dans les dépôts aaléniens. Ils sont accompagnés de débris d'Ostracodes. Les Foraminifères sont plus rares et appartiennent seulement aux Lagénidés. Ce ne sera que dans le Tithonique que nous aurons à mentionner des Globigérines.

De l'étude micrographique de ces roches, faite pour la plus grande partie par M. Jacques DE LAPPARENT, nous tirons les données les plus importantes :

Préparations 161 (Bajocien à *C. plicatissimus*, Andraitx) et *164* (Bajocien à *C. Humphriesianus*, Galilea). Calcaire argileux compact, à rares Radiolaires, sans Globigérines. Nombreux débris d'Ostracodes. Rares Lagénidés.

Préparation 166 (Bajocien de Vallverde). Calcaire compact fin à Radiolaires, sans aucun autre organisme.

Préparation 183 (Bajocien à *S. Romani*, E. du Puig de Randa). Calcaire à Radiolaires. Rares débris d'Ostracodes. Le fond du calcaire est finement grenu.

Préparation 184 (Bajocien à *G. Garanti* de Sa Serra-Arta). Calcaire à débris d'Ostracodes, et à rares Lagénidés.

Les marno-calcaires rouges ou rubéfiés de Bendinat montrent une constitution analogue.

Préparation 160 (couches à *Cadomites* de Bendinat). Calcaire argileux compact à rares Radiolaires et Ostracodes, sans Globigérines. La roche est exactement la même dans l'intérieur des fossiles que dans la couche qui les contient. Les couches tithoniques nous montrent par contre en toutes circonstances des Globigérines. Bien que, dans ce gisement, les bancs à *Cadomites* ressemblent étrangement, par leur aspect général et leurs tons rougis, aux fausses brèches marneuses du Tithonique qui les recouvrent directement, nous concluons donc que les fossiles bajociens qu'ils contiennent ne sont point remaniés, mais bien en place.

Les roches bathoniennes de la région d'Alcudia présentent sensiblement la même constitution que celles du Bajocien; quant à leur teinte, elle est plus sombre.

Préparation 165 (Calcaires à *Ph. Kudernatschi* de Can Socias). Calcaire argileux à Radiolaires et Ostracodes, avec quelques débris calcaires. Pas de Globigérines.

3° LE JURASSIQUE MOYEN DANS LE RESTE DE L'ARCHIPEL

Nous ne connaissons, ni par les recherches des autres naturalistes ni par les nôtres, le moindre indice de l'existence du Bajocien ou du Bathonien à Ibiza, et il n'a été signalé aucun affleurement de ces terrains à Minorque.

Par contre, la très intéressante note de M. GOMEZ LLUECA déjà citée fait mention à Cabrera d'une faune Bajocienne et Bathonienne qui comporte, outre divers Brachiopodes et Bivalves, une plus forte proportion de formes lisses que celles que nous connaissons, à Majorque, savoir pour le Bajocien :

Phylloceras heterophylloides OPP.
Phylloceras tatricum D'ORB. sp.
Cadomites Humphriesianus SOW. sp.
Cadomites Blagdeni SOW. sp.
Cadomites Braikenridgei SOW. sp.

Cadomites Deslongchampsii DEFR. sp.
Perisphinctes Martiusi D'ORB. sp.
Parkinsonia planulata QUENST. sp.
Garantia baculata QUENST. sp.
Oppelia subradiata SOW. sp.

Strigoceras Truelleri D'ORB. sp.
Pœcylomorphus infernalis ROMAN.
Patoceras Sauzeanum D'ORB.
Patoceras annulatum D'ORB.
Hamites bifurcatus QUENST. sp.
Toxoceras Orbignyi BAUG. et SAUZ.
Belemnites Beyrichi OPP.

Belemnopsis sp.
Posidonomya opalina QUENST.
Glossothyris nucleata SCHLOTH.
Triacrinus depressus QUENST. sp.
Rhynchonella retifrons OPP.
Balanocrinus inornatus D'ORB.

Puis pour le Bathonien :

Phylloceras mediterraneum NEUM.
Phylloceras zignodianum D'ORB. sp.
Protetragonites tripartitus RASP. sp.

Morphoceras polymorphum D'ORB. sp.
Oppelia fusca QUENST. sp.
Isocardia minima SOW.

En dépit du plus grand nombre d'Ammonites lisses qu'elle renferme, cette faune témoigne, par rapport au Lias moyen et supérieur, d'une importante unification de faciès entre Majorque et la région où se sont déposés les sédiments du Jurassique moyen découverts par M. GOMEZ LLUECA à Cabrera, unification correspondant sans doute à l'établissement de communications maritimes directes entre ces régions.

4° LISTE DES FOSSILES DU JURASSIQUE MOYEN DES BALÉARES

BAJOCIEN

1. **Lytoceras** sp. — Le seul fragment que nous possédons est trop mauvais pour être déterminable. Mais il a le port du *Lytoceras* (*Proetetragonites*) *tripartitum* D'ORB. sp.
2. **Phylloceras heterophylloides** OPP. Cabrera (G. LLUECA).
3. **Phylloceras tatricum** D'ORB. sp. Cabrera (G. LLUECA).
4. **Phylloceras Circe** HEBERT sp. (Observations sur les calcaires à *Terebratula Diphya* du Dauphiné et en particulier sur les fossiles des calcaires de la Porte de France (*B. S. G. F.* (2), t. XXIII, p. 866; p. 526, fig. 2, et BAYLE Explic., t. IV, Atlas, pl. XLII, p. 3). Son Vert; échantillon bien déterminable. En outre cette espèce est sans doute représentée parmi les *Phylloceras* mal conservés que nous mentionnons sous la rubrique *Phylloceras* sp.
5. **Phylloceras** cf. **mediterraneum** NEUM. (*Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst.*, t. XXI, p. 340, pl. XVII, fig. 2-5). M. HAUG (*Chaînes subalpines*, p. 74) signale que cette espèce ne se différencie de *Ph. Circe* que par l'accentuation de la languette latérale. Nos échantillons étant défectueux, nous ne pouvons pas établir cette distinction et demeurons obligés de nous en tenir aux figures auxquelles notre *Phylloceras* ressemble le plus.
 Bendinat — peut-être cette espèce est-elle aussi représentée aux environs d'Arta. — Cabrera (G. LLUECA).
6. **Phylloceras Kudernatschi** V. HAUER.
 Les *Phylloceras* paraissent proportionnellement bien plus abondants dans la partie E. et S.E. de l'île, et en particulier, parmi eux, l'espèce de V. HAUER.
7. **Phylloceras disputabile** ZITT. (HAUG), in HAUG *Chaînes subalpines*, p. 70. — Nos échantillons sont semblables à ceux figurés par BAYLE, Expl. carte, t. IV, pl. XLII, p. 5-8, dont M. HAUG a établi l'identité avec l'espèce de ZITTEL.
 Rare. Chemin de S. Font à Galilea.
8. **Phylloceras** sp. Outre les formes ci-dessus nous avons encore recueilli divers *Phylloceras* trop mal conservés pour être déterminables. Parmi eux, deux proviennent de Bendinat et des environs d'Arta, et deux du pied du P. de Randa.
9. **Sonninia (Wichellia) Romani** OPPEL (*Pal. Mit.*, vol. I, p. 145, pl. XLVI, p. 2). — Nous ne possédons qu'un seul fragment de *Sonninia* voisin de l'espèce d'OPPEL, et n'avons mis quelque insistance à le déterminer, en dépit de son mauvais état, que parce qu'il provient du gisement de Son Vert, gisement particulièrement pauvre en fossiles de zones. La forme avec laquelle on pourrait le confondre est *W. complanata* BUCKM., mais il semble que cette espèce, même dans un type à côtes relativement atténuées, comme celui figuré par M. HAUG (genre *Wichellia*, *B. S. G. F.* (3), 1892, t. XX, p. 316, pl. X, fig. 5), est plus fortement ornée que la nôtre.
10. **Sonninia** cf. **Sowerbyi** MILL. (D'ORB., *Pal. Fr. Terr. Jur.*, t. I, p. 364, pl. CXIX, fig. 1-4). Un fragment du sommet coté 600, près Tossals.
11. **Oppelia subradiata** SOW. sp. (*Min. conch.*, pl. CDXI, fig. 2, D'ORB., *Pal. Fr.*, pl. CXVIII), Cabrera (G. LLUECA).
12. **Strigoceras Truelleri** D'ORB. sp. (*Pal. Fr. Terr. Jur.*, p. 361, pl. CXVII, fig. 1-3). Cabrera.

13. **Pœcylomorphus infernensis** ROMAN Andraitx, Cabrera.
14. **Parkinsonia planulata** QUENST. sp. (*Jura*, pl. LXIII, fig. 8). Cabrera (G. LLUECA).
15. **Perisphinctes Martiusi** D'ORB. sp. (*Pal. Fr. Terr., Jur.*, t. I, p. 381, pl. CXXV). — Cette espèce très caractéristique est parmi les plus répandues et les plus abondantes : Bendinat, Andraitx, chemin de S. Font à Galilea, Alcudia, Sa Serra près Arta, environs de Manacor, Cabrera, etc.
16. **Sphæroceras meniscus** WAAGEN (*Geog. u. paleont. Beitr.*, t. I, p. 602) (= *A. Gervillei* D'ORB., *Pal. Fr. Terr. Jur., Ceph.*, pl. CXL, p. 1 et 2). — Deux échantillons écrasés mais dont l'un présente partiellement l'ouverture. Chemin de S. Font (?). (Coll. NOLAN).
17. **Sphæroceras Brongniarti** SOW. sp. (= *A. Gervillei* D'ORB., *Pal. Fr. Terr. Jur.*, pl. CXL, fig. 3-7 non 1, 2). Bendinat. Rare. (Coll. NOLAN).
18. **Morphoceras polymorphum** D'ORB. sp. (*Pal. Fr. Terr. Jur.*, p. 379, pl. CXXIV, fig. 1-4, non 5-6) Bendinat. Rare.
19. **Bajocia Farcyi** BRAZIL, 1891 (*Ceph. nouveaux ou peu connus*) (*B. Soc. Géol. Norm.*, t. XVI, p. 35, pl. III, f. 9-11). Nous n'avons pu rapporter notre échantillon aux figures du type, mais notre seul échantillon est tout à fait semblable à celui que figurent et décrivent MM. ROMAN et DE BRUN (*Pic St-Loup*, p. 87, pl. III, fig. 6). Il est intéressant de retrouver à Majorque cette forme qui paraissait cantonnée en Normandie, et d'avoir entre ces deux points extrêmes le jalon de son gisement dans le Languedoc¹.
20. **Emileia Sauzei** D'ORB. sp. (*Pal. Fr. Terr. Jur.*, p. 407, pl. CXXXIX). Un seul exemplaire à côtes un peu plus fines que le type. *E. polyschides* que, depuis MUNIER-CHALMAS, on a voulu attribuer à la même espèce, mais d'un sexe différent(!), ne nous est pas encore connu dans ces divers gisements.
21. **Garantia Garanti** D'ORB. sp. (*Pal. Fr. Terr. Jur.*, p. 377, pl. CXXIII; et R. DOUVILLÉ, *Etude sur les Cosmocératidés*, p. 11, pl. I, fig. 1-4; pl. II, fig. 1, 3, 4). Forme assez rare. Outre quelques échantillons douteux dont il n'est pas fait mention dans nos listes, nous pouvons citer cette espèce entre S. Font et Galilea.
22. **Garantia baculata** QUENST. sp. (*Jura*, p. 402, pl. LXXII, fig. 1). Voir surtout l'excellente mise au point de ROBERT DOUVILLÉ (*Cosmocératidés*, p. 16, pl. II, fig. 5; pl. IV, fig. 6; pl. V, fig. 1-16; pl. VI, fig. 1-3). Cette espèce, représentée tantôt par des formes comprimées (Sierra de Manacor), tantôt par son type moyen, est assez largement répandue à Sa Serra près Arta. Elle est plus rare vers Alcudia. On la retrouve à S. Font, près Calvia. Cabrera.
23. **Patoceras annulatum** D'ORB. sp. (*Pal. Fr. Terr. Jur.*, p. 577, pl. CCXV, fig. 1-7). Peu fréquent. Andraitx.
24. **Patoceras Sauzeanum** D'ORB. (*Pal. Fr. Terr. Jur.*, p. 582, pl. CCXVII, fig. 5 à 7). Cabrera (G. LLUECA).
25. **Toxoceras Orbignyi** BAUG. et SAUZ. (*Pal. Fr. Terr. Jur.*, p. 593, pl. CCXXXI). Cabrera (G. LLUECA).
26. **Hamites bifurcatus** QUENST. Cabrera (G. LLUECA).

Négligeant l'ordre paléontologique conventionnel, nous avons réservé pour la fin de notre liste le groupe des « Cœlocératidés », parce que la complexité des synonymies nous obligera d'y arrêter davantage notre attention.

ROBERT DOUVILLÉ (Cardiocératidés, *M. S. G. F.*, Mém. 40-45, p. 30) a rappelé l'origine des noms de genres introduits dans ce groupe et, ce faisant, en a limité l'acception. DE GROSSOUVRE (Bajocien, Bathonien de la Nièvre, *B. S. G. F.* (4), t. XVIII, 1918, p. 392) est revenu récemment sur la question.

Nous ne disposons pas des matériaux nécessaires pour faire l'étude d'ensemble qui s'impose et qui, seule, permettra d'apporter des précisions dans la nomenclature tant générique que spécifique de ces formes — nomenclature récemment compliquée à l'infini par un ouvrage allemand — ; mais nous ne saurions publier la liste des espèces de Majorque sans préciser le sens que nous donnons aux termes employés.

MUNIER-CHALMAS (Sur la possibilité d'admettre un dimorphisme sexuel chez les Ammonitidés, *B. S. G. F.* (3), t. XX, 1892, p. CLXXV) a scindé en deux le groupe des Cœlocératidés du Bajocien, créant pour les formes de grande taille dépourvues d'apophyse jugale et, en général, douées d'un péristome plus ou moins contracté, le genre *Cadomites*, et, pour les petites Ammonites munies d'apophyses jugales, le genre *Normannites*.

Prenant *C. Deslongchampsii* DEFRANCE pour type du genre *Cadomites*, il fait rentrer dans ce groupe :

C. Polyschides WAAGEN sp.
C. Bigoti M.-CH.
C. Humphriesianus SOW. sp.

C. subcoronatus SOW. sp.
C. Blagdeni SOW. sp.
C. Daubenyi GEMMEL.

¹ Il n'y a pas identité entre nos formes et les figures originales de BRAZIL, ainsi que nous avons pu le vérifier récemment. (Note ajoutée pendant l'impression.)

La seconde série comporte :

<i>Normannites Braikenridgei</i> Sow. sp. (type du genre).	<i>N. Sauzei</i> D'ORB. sp.
<i>N. Bigoti</i> M.-CH. pars.	<i>N. linguiferus</i> D'ORB. sp.

MUNIER-CHALMAS, avec une certaine inconséquence, après avoir créé deux genres, tentait d'établir que les formes de l'un et de l'autre se correspondaient deux à deux et représentaient chaque fois les individus, de sexes différents, d'une même espèce :

<i>N. Bigoti</i> : <i>C. Bigoti</i>	<i>N. Braikenridgei</i> : <i>C. subcoronatus</i> .
<i>N. Sauzei</i> : <i>C. polyschides</i> .	<i>N. linguiferus</i> : <i>C. Daubenyi</i> .

Dans le même temps, M. HAUG (*Chaînes subalpines*, 1891-1892, p. 68, note infrapaginale) admettait l'hypothèse que les formes à oreillettes pourraient être les jeunes des grandes formes à péristome contracté.

Depuis, il a admis en partie la nomenclature de MUNIER pour le genre *Normannites* (*Braikenridgei* Sow., *pyritosus* QUENST.) dont il a séparé avec BUCKMANN *A. Sauzei* et *A. polyschides* pour en faire des *Emileia*; mais il a conservé aux *Ammonites* *Humphriesianus*, *Bigoti*, *Bayleanus*, *Subcoronatus*, le nom générique de *Stepheoceras* BUCKMANN, 1898 (*Traité de Géologie*, Période jurassique, p. 998 et suivantes). Il adopte toutefois le genre *Cadomites* pour *C. linguiferus* D'ORB. sp., qui justement était placé par MUNIER (*loc. cit.*) dans le genre *Normannites*.

En 1919, M. DE GROSSOUVRE est venu confirmer les anciennes vues de M. HAUG; pour lui, les petites formes à apophyses jugales sont les jeunes des grosses. La corrélation n'est pas encore définie spécifiquement, mais le fait lui paraît certain. Qu'il s'agisse de différence d'âge ou de dimorphisme sexuel, le groupe jadis coupé en deux par MUNIER retrouve donc son unité; toutefois, le nom de *Cæloceras* ne peut plus lui être appliqué, puisque ce terme fut créé avec *A. Centaurus* D'ORB. pour type. En conséquence, le premier des deux noms imaginés par MUNIER doit subsister seul, sauf infirmation des observations de M. DE GROSSOUVRE, et toutes les espèces du groupe de :

C. Deslongchampsii DEFRANCE sp. (type) et *C. Braikenridgei* Sow.

doivent rentrer désormais dans le genre *Cadomites*.

Le genre *Stepheoceras* demeure limité aux *Ammonites* ayant pour chef de file *St. coronatum* BRUGUÈRES sp. et donne par mutation descendante les *Pachyceras* de l'Oxfordien (DOUVILLÉ, *loc. cit.*).

Le nom de *Cadomites* étant admis, le plus difficile sera de donner la synonymie exacte des nombreuses formes décrites et, en particulier, de celles figurées par QUENSTEDT, car l'Atlas consacré au *Brauner Jura* par cet auteur contient la plus abondante série de figures qui ait été donnée pour des *Ammonites* de ce groupe.

En attendant que ce travail nous soit possible, nous donnons ci-après la liste des formes de Majorque qui se rattachent au genre *Cadomites* avec les équivalences synonymiques auxquelles nous nous arrêtons temporairement.

27. ***Cadomites Humphriesianus*** Sow. sp. non D'ORB. (*Illustrations of type specimens of inferior oolite Ammonites in the Sowerby collection. Paleontogr. Society*, 1908.

Les *Ammonites* qui peuvent être rapportées à cette espèce sont très rares à Majorque, et ce n'est qu'avec doute que nous en rapprochons divers fragments, dont le moins mauvais provient de Bendinat, les autres d'Andraitx et de la route de S. Font à Galilea. Nous ne savons pas si c'est dans cet esprit que M. GOMEZ LLUECA a déterminé le fossile de Cabrera auquel il donne ce nom.

28. ***Cadomites* cf. *Broodii*** Sow. sp. *Types inferior oolite. Pal. Soc.*, 1908, pl. V, fig. 1, pl. VII, fig. 3. Cette espèce se rapproche beaucoup de

C. Humphriesianum D'ORB. sp. non Sow. (*Pal. Fr. Terr. jur.*, pl. CXXXIV, fig. 1, 2,) sauf que les côtes secondaires sont plus fines dans l'espèce française, et qu'elle commence à réaliser à un stade un peu plus jeune (85 millimètres au lieu de 100) la disposition légèrement évoluée du tour, qui découvre le point de division des costules secondaires jusque-là couvertes par le retour de la spire.

L'échantillon que nous rapportons avec doute à cette espèce est réduit aux tours internes relativement embrassants. Tranchée d'Andraitx.

29. ***Cadomites Bayleanus*** OPP. (*Jura formation*, p. 377 = *A. Humphriesianus* D'ORB., p. 133 = *A. Humphriesianus Macer* QUENST., *Brauner Jura*, pl. LXV, f. 10).

- Cette forme très évoluée présente les plus grandes analogies avec *C. Bigoti* M.-CH., dont le type indiqué par M. HAUG (*Chaînes subalpines*, p. 69) est *A. Humphriesianus macer* QUENST. (*Br. Jura*, pl. LXV, f. 9). Il semble que tous les caractères essentiels soient les mêmes dans ces deux espèces et que l'on soit obligé, pour les distinguer, de faire appel à un détail fugace : chez *C. Bayleanus* OPP. sp., les côtes primaires sont peu allongées et, au point de divergence des côtes secondaires, elles portent un tubercule. Les côtes secondaires sont, en général, au nombre de deux pour une côte principale. Chez *C. Bigoti* M.-CH. sp., les côtes sont allongées, sans tubercule, et se divisent en trois côtes secondaires. Dans un genre où les variations individuelles sont aussi abondantes, il semble que ce caractère soit de bien peu de poids. Nous pensons qu'une étude approfondie de la question permettra de réunir toutes ces formes sous le nom créé par OPPEL. En attendant, nous signalons à Majorque *C. Bayleanus* au Col d'Andraitx, à Bendinat, sur le chemin de S. Font à Galilea, à Galilea même, etc.
30. **Cadomites Bigoti** se rencontre à Cuba, Alcudia, Fé (douteux), Col d'Andraitx, chemin de S. Font à Galilea, Cap Vert, au pied du P. de Randa (la distinction entre ces deux espèces est ici impossible).
31. **Cadomites linguiferus** D'ORB. sp. (*Pal. Fr. terr. Jur.*, p. 402, pl. CXXXVI). Cette espèce créée pour des Ammonites du même port que *C. Broodixi* Sow. sp., mais à costulation beaucoup plus fine, a été admise par tous les auteurs. Nous y rapportons d'assez nombreuses Ammonites provenant du Col d'Andraitx, de Bendinat, du chemin de S. Font à Galilea, de la Sierra de Manacor, etc. — Cabrera (G. LLUECA).
32. **Cadomites plicatissimus** QUENST. sp. (= *A. Humphriesi-plicatissimus*, *Brauner Jura*, pl. LXV, fig. 16) diffère de la précédente par des côtes secondaires encore plus nombreuses, incurvées vers l'avant, et par des spires moins embrassantes, dont le retour laisse voir dans l'ombilic les côtes secondaires, celles-ci étant cachées dans l'espèce de D'ORBIGNY. M. DE GROSSOUVRE (*Bajocien-Bathonien de la Nièvre*) réunit les deux espèces. Si le degré d'enroulement peut varier et rendre inconstant le caractère de visibilité des côtes secondaires en dedans du retour de la spire, celui des côtes incurvées en avant chez *C. plicatissimus*, légèrement rejetées en arrière, depuis leur point d'attache aux côtes principales, chez *C. linguiferus*, nous paraît assez constant. Aussi conservons-nous les deux espèces distinctes jusqu'à ce qu'une étude d'ensemble ait permis d'évaluer les limites de leur variabilité.
- C. plicatissimus* se récolte à Bendinat, Andraitx, etc., et à Cabrera (G. LLUECA).
33. **Cadomites pyritosus** QUENST. sp. (= *A. Humphriesi pyritosus* QUENST., pl. LXVI, fig. 4). Cette espèce, bien caractérisée par la figure de QUENSTEDT, est assez largement répartie. Bendinat, Andraitx, Massanella Galatzó, Balsas (?) (NOLAN).
34. **Cadomis mutabilis** QUENST. sp. (= *Humphriesi mutabilis* QUENST., pl. X, fig. 66). Massanella.
35. **Cadomites crassicostatus** QUENST. sp. (= *A. Humphriesi crassicostatus* QUENST., pl. LXVI, fig. 1). Col d'Andraitx, S. du Peñal Campos.
36. **Cadomites Braikenridgei** Sow. sp. (D'ORB. *Pal. Fr. terr. Jur.*, pl. CXXXV). Cette espèce est aussi passablement variable. Les caractères de l'enroulement de la spire et de la section paraissent les plus constants; quant au léger rebroussement des côtes, depuis le point où a lieu leur bifurcation, il n'est pas général, et nous avons examiné des échantillons de France, d'Espagne et des Baléares qui ne le présentent pas du tout ou seulement sur une partie du tour. Andraitx, Bendinat, Cuba.
37. **Cadomites Blagdeni** Sow. sp. *Types inferior oolite*, *Pal. Soc.*, 1908, pl. II = *Am. coronatus* QUENST. (pl. LXVII, fig. 1). Un bel échantillon de Bendinat. Cabrera.
38. **Cadomites Deslongchampsii** DEFR. (D'ORB.) *Pal. Fr. Terr. Jur.*, p. 405, pl. CXXXVIII, fig. 1 et 2). Cabrera (G. LLUECA).
39. **Belemnites Beyrichi** OPP. Cabrera (G. LLUECA).
40. **Belemnites** sp. Andraitx, région d'Alcudia.
41. **Belemnopsis** sp. Cabrera (G. LLUECA).
42. **Glossothyris nucleata** SCHLOTH., *Petref.*, p. 281. Cabrera (G. LLUECA).
43. **Rhynchonella retifrons** OPP. Cabrera (G. LLUECA).
44. **Posidonomya opalina** QUENST., *Jura* (p. 311, pl. XLII, fig. 4). Cabrera (G. LLUECA).
45. **Balanocrinus inornatus** D'ORB. Cabrera (G. LLUECA).
46. **Triacrinus depressus** QUENST. Cabrera (G. LLUECA).

BATHONIEN

47. **Lytoceras (Protetragonites) tripartitum** RASP. sp. (D'ORB., *Pal. Fr. Terr. Jur.*, p. 496, pl. CXCVII, f. 1-4). Il est rare de trouver ce fossile indubitablement en place. En général, c'est dans les assises violacées qu'il accompagne des débris de *Perisphinctes*; nous avons déjà mentionné le fait à la tranchée du Col d'Andraitx. Toutefois nous avons recueilli *Lytoceras tripartitum* dans les couches à *Posi-*

- donomya alpina* du col au Sud du Puerto de Andraitx.
48. **Phylloceras Kudernatschi** V. HAUER.
Rare. Région d'Alcudia.
49. **Phylloceras zignodianum** D'ORB. sp. (*Pal. Fr. Terr. Jur.*, p. 493, pl. CLXXXII). Cabrera (G. LLUECA).
50. **Strenoceras** cf. **Julii** D'ORB. sp. (*Pal. Fr. Terr. Jur.*, t. I, pl. CXLV, fig. 5-7). Ce n'est qu'avec hésitation que nous rapportons à cette espèce une empreinte dont la costulation rappelle celle de *Str. Niortense* et de *Str. Julii*. Plutôt que des détails paléontologiques invisibles, c'est la coexistence de cette Ammonite avec la *Posidonomya alpina* du Col au Sud du Puerto de Soller qui nous a incité à lui donner de préférence le nom de ce *Strenoceras* bathonien.
51. **Hecticoceras** sp. Fragment uni encore à *Posidonomya alpina*, trop mauvais pour être étudié avec fruit; rappelle beaucoup *H. lunuloides* KIL., mais avec un ombilic plus grand. Col au Sud du Puerto de Andraitx.
52. **Morphoceras polymorphum** D'ORB. sp. (*Pal. Fr. Terr. Jur.*, p. 371, pl. CXXIV, fig. 1-4, non 5-6). Un petit échantillon roulé et usé provenant de Bendinat, d'après l'étiquette de NOLAN, mais très bien caractérisé en dépit de son mauvais état.
53. **Oppelia fusca** QUENST. (WAAG.) (*Geogn. Paläontolog. Beiträge*, II, p. 199, pl. XVI, f. 6-7, pl. XVII, f. 4,5). Cabrera (GOMEZ LLUECA).
54. **Hibolites** sp. — Très petite Bélemnite accompagnant *Posidonomya alpina*. Col au Sud du Puerto de Andraitx.
55. **Posidonomya alpina** A. GRAS.
Abondante et très typique dans les couches du Col au Sud du Puerto de Andraitx, ainsi que dans la tranchée du chemin de fer entre Sineu et Petra aux abords du kil. 48.
56. **Isocardia minima** SOW. *Min. Conch.*, pl. CCXCV Cabrera (G. LLUECA).

5° LES AFFLEUREMENTS DE JURASSIQUE MOYEN SUR LE POURTOUR DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

La sédimentation dans les Pyrénées de l'Aragon devient dolomitique au Bajocien, d'après DALLONI [99], et ce faciès persiste durant tout le Jurassique moyen.

Dans les Montes Universales, au contraire, elle conserve les caractères relativement profonds qu'elle avait au Lias supérieur, et DEREIMS peut y citer toute la gamme des Céphalopodes classiques de ces niveaux. Il est hors de doute que ces formations ont dû se trouver en liaison directe avec celles que nous avons signalées avec MM. FAURA Y SANS et BATALLER [123] dans la basse vallée de l'Ebre, aux abords de Cardó et de Capsanes, où les mêmes faunes se rencontrent, augmentées de quelques *Lissoceras* et *Phylloceras*, qui témoignent de relations plus directes de cette mer avec les régions profondes.

Au pourtour de ce vaste bassin aragonais, les formations demeurent, comme au Lias, constituées par des dépôts calcaires quelquefois partiellement détritiques (Aldealpozo, Agreda, Prov. de Soria) ou même par un Bajocien transgressif et discordant sur le Lias (Sierra de Fuentes, Prov. de Soria). Les travaux de CASTEL ont fait connaître d'importantes formations fossilifères, continues du Lias au Jurassique supérieur dans la Province de Guadalajara, et en particulier vers Anchuela del Campo. L'abondance des bivalves et des Brachiopodes, le nombre relativement restreint des Céphalopodes, la présence de nombreux polypiers, témoignent de la proximité relative de la côte.

En ce qui concerne la Province de Valence, CORTAZAR et PATO signalent des calcaires sombres, puis des couches à *Macrocephalites macrocephalus*. L'on ne peut affirmer que le Bajocien s'y trouve représenté. Pour notre part, nous n'avons observé vers Tabernes de Valldigne aucun niveau fossilifère, c'est-à-dire déterminable stratigraphiquement, entre le Lias à Brachiopodes et le Séquanien. La masse de terrains dolomitiques qui sépare ces assises d'âge défini paraît être ininterrompue, mais ce n'est là qu'une supposition.

Il faut gagner la Province de Jaen pour retrouver des formations jurassiques attribuables au Bajocien et au Bathonien. ROBERT DOUVILLÉ considère, en effet, qu'une partie de son Jurassique charrié doit se rattacher à ces terrains, et faire partie de la série calcaire « compréhensive » des sédiments bathyaux transportés mécaniquement sur les calcaires, de caractère moins profond, de la bordure septentrionale des chaînes sub-bétiques. NICKLÈS par contre interprétait l'absence de toute trace de Jurassique moyen dans cette région comme une preuve d'émersion temporaire. Toute la question de l'existence du géosynclinal andalou est contenue dans ce débat demeuré en suspens. En ce qui concerne les formations autochtones, nous ne sommes pas mieux renseigné.

On ne peut encore que former des hypothèses quant aux formations jurassiques, signalées à l'Ouest de Cehgin par DE VERNEUIL et COLLOMB, et dans lesquelles ces savants ont trouvé, avec des Ammonites du

Jurassique supérieur, un *Sphaeroceras Brongniarti* Sow. sp. du Bajocien, la question de leurs relations avec les nappes charriées n'ayant pas encore été examinée.

Dans les Provinces de Grenade et de Malaga, le Bajocien et le Bathonien existent certainement, avec un faciès moins profond, ainsi que l'ont démontré MM. BERTRAND et KILIAN qui y découvrirent *Heligmus polytypus*, fossile néritique ; la pauvreté en fossiles de ces couches est extrême. Il en est de même dans la Sierra de Grazalema récemment étudiée par M. GAVALA qui n'attribue qu'avec doute des calcaires en dalles jaunâtres et absolument stériles à ces niveaux.

Il faut passer le détroit et gagner le Maroc occidental pour rencontrer, au Nord de Meknès (ABRARD), puis dans les Beni Snassen, des calcaires bajociens à riche faune de *Phylloceras* et *Lytoceras* accompagnés des formes classiques de l'étage.

Les relations de ces formations bathyales avec celles de l'Algérie sont de nouveau incertaines. M. GENTIL ne mentionne dans sa thèse que des couches calloviennes reposant sur le Lias dans le Sahel d'Oran. Il est vrai que M. HAUG semble admettre toutefois la continuité de la sédimentation entre ces deux niveaux. Mais vers Lalla Marnia, c'est le Callovien seulement qui se montre transgressif sur des terrains anciens. En tout cas, dès Saïda, le Bajocien est dolomitique. Il est néritique autour de Figuig.

Enfin, ce n'est qu'aux abords de Batna que l'on retrouve des dépôts bajociens. Il semble qu'une grande partie de la Tunisie, de la province de Constantine et de celle d'Alger, aient été émergées durant cette période des temps jurassiques.

Le géosynclinal alpin passait toujours dans le centre de l'Apennin et dans la région de Palerme.

Quant à la Sardaigne, DENINGER y a révélé des dépôts continentaux et néritiques du Bajocien, puis marins du Bathonien. La Corse demeure mystérieuse. Les derniers sédiments d'âge connu y sont ceux du Lias. Ce ne sont plus que des « brèches du télégraphe » qui leur font suite, puis des schistes lustrés qui montrent que la sédimentation y prend à partir de cette époque des affinités franchement briançonnaises. Le massif cristallin des Maures se montre entouré au Nord d'une auréole de dépôts néritiques, bordant le Sud de la fosse Vocontienne. Mais on retrouve dans le Languedoc un bassin peuplé d'une faune fort analogue à celle que nous avons mentionnée à Majorque.

6° HYPOTHÈSES RELATIVES A LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU JURASSIQUE MOYEN DANS LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

L'étude de la répartition des mers et des terres au Jurassique moyen est encore moins avancée que celle du Lias, car on dispose, en cette matière, d'un nombre de jalons beaucoup plus réduit.

Du résumé qui précède, on peut toutefois déduire quelques hypothèses.

Le Bassin d'Aragon demeure ce qu'il était au Lias, à quelques modifications près, concernant ses rivages de la Meseta. Des formations dolomitiques se déposent sur son bord septentrional, et il semble que des sédiments analogues, quoique moins importants, leur fassent vis-à-vis, entre Valence et le Cabo de la Nao. Le seuil émergé que nous avons supposé s'être élevé, de l'Est d'Alicante au Sud de Majorque et de la Sardaigne, est partiellement recouvert par la mer, transgressive sur le Trias dans le Sud de Majorque ; mais il semble demeurer en partie, dans l'espace compris entre Ibiza et les montagnes d'Alicante. Le Bajocien ni le Bathonien ne sont encore connus dans la Série inférieure de la Sierra de Majorque, d'ailleurs trop peu largement mise à jour, non plus qu'à Minorque, et la question peut se poser de savoir si la zone émergée d'Ibiza n'a pas trouvé sa continuation par la partie septentrionale de la grande Baléare, puis par Minorque. Toutefois la grande analogie qui existe entre les sédiments du Jurassique moyen de Majorque et ceux de la basse vallée de l'Ebre, de même que le fait que se rencontre à Majorque cette *Bajocia Farcyi* BRASIL, qui n'est encore connue que dans la Normandie et dans le Bajocien des environs de Montpellier, paraissent prouver qu'aucun seuil continu n'a séparé Majorque de la mer languedocienne et aragonaise.

Le seuil émergé d'Ibiza aurait donc été coupé à la hauteur de Majorque et de Cabrera. Mais dans la nappe de Santueri, l'absence du Jurassique jusqu'au Tithonique est manifeste, et il se peut que la terre émergée à laquelle correspond cette région unie à la partie émergée de la Sardaigne et

de la Corse, voire à la Provence, ait représenté, à l'époque qui nous occupe, le reste de la vaste terre dont nous avons admis l'existence au Lias, dans ces parages.

Le problème devient encore plus délicat si l'on veut aborder la chaîne sub-bétique. La limite O. du seuil d'Ibiza ne peut être précisée. On ne sait ni s'il y a eu une lacune entre le Lias et l'Oxfordien, à l'Ouest d'Alicante, ni si elle a existé dans la Province de Jaen.

Par contre, il est manifeste que, des montagnes de Carthagène à celles de Malaga, une longue bande de terres est demeurée au-dessus du niveau des mers jurassiques et crétacées. Les affleurements jurassiques, encore mal connus quant à ce niveau dans l'Ouest de la Province d'Alicante, correspondraient à la zone occupée par la mer entre ces rivages.

Bien que nous demeurions dans le doute quant à l'extension du sillon sub-bétique vers le S.-O., nous pouvons admettre que, jusqu'au Bajocien inclus, ce sillon élargi atteignait le Nord de Meknès où M. ABRARD vient de signaler l'existence de fossiles de cet âge.

Mais, dès la fin du Bajocien, la région du R'Arb émergea pour ne plus être envahie que par les eaux du Burdigalien.

Les relations de la mer Bajocienne de Meknès avec la mer de l'Ouest algérien, par le Sud du Rif, demeurent tout à fait hypothétiques, puisque d'une part il n'est pas établi que la mer se soit étendue au Bajocien ou au Bathonien sur le Sahel d'Oran, et que, d'autre part, on ne sait encore, au juste, comment le Jurassique est représenté, entre cette région et Fez.

D'autre part, si tant est qu'on donne le nom de géosynclinal à une fosse allongée, occupée en permanence durant de longues périodes par une mer relativement profonde, y déposant des séries sédimentaires épaisses, ou au moins compréhensives, il semble qu'on ne puisse parler de géosynclinal dans les régions algériennes, où les dépôts de caractère profond du Jurassique inférieur font place, durant le Jurassique moyen, à des formations dolomitiques et plus ou moins littorales, comme on l'observe vers Saïda, ou même à des massifs émergés comme selon le tracé de ce long chapelet de dômes calcaires à faune profonde, qui jalonne, pour le Lias, l'emplacement de la mer « alpine ». Bien qu'il soit peu satisfaisant d'en être réduit à une hypothèse impossible à vérifier, nous croyons que, jusqu'à plus ample informé, il faudra admettre que, au Jurassique moyen, la mer correspondant au sillon géosynclinal s'étendait en majeure partie entre les Baléares et le Nord de l'Algérie, rejoignant vers l'Est, par le Sud de la Sardaigne, le sillon profond de l'Est du Massif Corso-Sarde.

IV. LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR

Ainsi qu'on l'a vu par le bref historique qui ouvre ce chapitre, c'est le Jurassique supérieur qui est le moins bien connu aux Baléares. Nous n'apportons à ce sujet que des renseignements négatifs.

L'histoire de cette période se subdivise en deux phases : la première correspond aux temps compris entre le Bathonien et le Kiméridgien, la seconde au Tithonique. Cette dernière, seule, peut être étudiée avec profit, car la transgression tithonique a déposé à Majorque et à Ibiza des sédiments très caractéristiques, tant par leur faciès que par les fossiles abondants qu'ils contiennent. Quant à l'autre phase, la grande Baléare ne nous a fourni aucun repère, et, seule, Ibiza en comporte quelques-uns.

Nous diviserons donc l'étude du Jurassique supérieur en deux parties : la première consacrée aux terrains antérieurs au Tithonique, la seconde à ce dernier étage.

A. LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR (TITHONIQUE EXCLU)

1° MAJORQUE

Nous ne connaissons aucun affleurement dont il soit possible d'affirmer qu'il représente des terrains jurassiques compris entre le Bathonien et le Tithonique, en place. Mais il est vrai que certains gisements comportent des fossiles, les uns calloviens, les autres oxfordiens, qui permirent à NOLAN et à M. DARDER de parler de ces étages.

RÉGION DU PUIG BULTÓ ET DU PEÑAL CAMPOS (coupes pl. I et II). — Nous avons mentionné page 7 un affleurement réduit de Bajocien conservé au pied S.-E. du Peñal Campos, où l'on observe, immédiatement au-dessus des couches à *Cadomites*, des fausses brèches du Tithonique. Ces fausses brèches ne nous ont pas fourni de fossiles en ce point, mais on en retrouve le prolongement au Puig Bultó, où les couches rouges qui les accompagnent contiennent une faune franchement tithonique, à laquelle sont mêlés *Nebrodités torcalensis* KIL. sp. et *N. agrigeninus* GEMM. sp., espèces de la zone à *Aspidoceras acanthicum*, c'est-à-dire de la zone supérieure du Kiméridgien. On retrouve ces mêmes fossiles anté-tithoniques, non loin de là, dans l'île de Dragonera. Mais il ne semble pas qu'on les recueille dans une assise indépendante, subordonnée à celle des Ammonites tithoniques. Il y a donc de fortes probabilités pour que les fausses brèches qui reposent sur le Bajocien du pied S.-E. du Peñal Campos appartiennent au Tithonique. Tout au plus peuvent-elles débiter au Kiméridgien supérieur. Il demeure établi qu'une lacune stratigraphique existe en ce point entre le Bajocien et la zone à *Aspidoceras acanthicum*.

TRANCHÉE DU COL D'ANDRAITX. — Nos descriptions et coupes précédentes montrent de même que le Tithonique fait suite directement aux marno-calcaires lie de vin du Bathonien (couche 5, fig. 34, p. 61 et 76) par l'intermédiaire de marno-calcaires noduleux, jaunâtres, lités, blanchissant à l'air et contenant de nombreux *Aptychus latus* PARK.

Les récoltes de fossiles qui se font dans les champs empêchent de repérer avec exactitude la couche dont ils proviennent. Toutefois les listes des Ammonites recueillies par nous et par NOLAN dans ces parages comportant de rares formes du Kiméridgien supérieur, nous pensons qu'elles doivent provenir de ce banc. Telles sont *Neumayria trachynota* OPP. sp. et *Perisphinctes trimerus* OPP. sp. Que ce banc représente la partie supérieure du Kiméridgien ou, ainsi que nous le pensons (voir p. 95), la base d'un Tithonique dont les premières assises comporteraient des fossiles remaniés, la lacune n'en existe pas moins ici du Bathonien au niveau de l'*Aspidoceras acanthicum*.

BENDINAT. — Il serait oiseux de recommencer une semblable analyse pour ce gisement, car il est décrit pour le Bajocien page 78, ainsi que chapitre XI dans notre étude détaillée. On y verra que le Tithonique paraît y reposer sur le Bajocien, pour autant que les dislocations tectoniques permettent d'en juger. Or, outre les fossiles bajociens énumérés d'autre part et les formes tithoniques indubitables, nous avons recueilli dans les champs — et NOLAN a fait les mêmes récoltes :

Neumayria callifera GEMMEL., forme oxfordienne.
Nebrodités torcalensis KIL. sp., connu de la zone
à *Asp. acanthicum*.

Perisphinctes trimerus OPP.
Waagenia Beckeri.

qui sont aussi des Ammonites kiméridgiennes, ou à la rigueur du Tithonique inférieur.

PUIG FÁTIMA DE VALLEDOSA — On verra plus loin que le versant de cette montagne montre des assises tithoniques largement mises à jour, et bien reconnaissables à leur faciès de fausses brèches, ainsi qu'aux couches rouges qu'elles comportent. Nous n'y avons recueilli aucun bon fossile, mais il semble que ce soit de cette région que proviennent des Ammonites rouge sombre étiquetées « Fátima » dans la collection NOLAN.

Nous y avons déterminé les espèces suivantes :

Peltoceras bicristatum RASP. sp. (= *bimammatum* QUENST. sp.)
Perisphinctes Navillei MOESCH.
Perisphinctes Orbigny DE LOR.
Espèces appartenant à l'Oxfordien et au
Rauracien.
Perisphinctes densicosta GEMMEL. du Kiméridgien.

Perisphinctes Gudjensirensis WAAGEN (Kutsch,
pl. XXXIV), forme d'âge indéterminé, puis :
Phylloceras Kochi OPP.
Haploceras cf. *elimatum* OPP.
Aspidoceras Piccininii ZITT.
Pygope Catulloi PICT. sp.
Collyrites cf. *Verneuilli* COTT.

qui caractérisent parfaitement le Tithonique.

Comme nous n'avons pu retrouver ce gisement, nous ne pouvons discuter la coupe, nous bornant à retenir cette association faunique pour nos conclusions.

MASSIF DU TEIX (voir ch. XIV et fig. 142). — Nous avons relevé, dans le synclinal couché du S.E. du Teix, la succession suivante d'assises jurassiques :

1° Calcaire massif liasique gris-jaune.	
2° Grès dur	2 mètres.
3° Grès fin.	4 —
4° Marno-calcaire du type du Lias supérieur, avec <i>Cancellophycus</i> et <i>Bélemnites</i>	2 —
5° Marno-calcaire gris à <i>Cancellophycus</i> et silex	6 —
6° Tithonique rose	4 —
7° Tithonique en fausse brèche blanche	3 —
8° Calcaire à grain fin, couleur café au lait clair, à silex, mais sans <i>Cancellophycus</i> .	

Les couches roses nous ont fourni une faune tithonique nettement caractérisée par *Perisphinctes eudichotomus* ZITT., *Perisphinctes Adelus* GEMMEL., *Perisphinctes* cf. *Richteri* OPP., *Sowerbyceras Loryi* M.-CH. sp. etc., à laquelle est joint *Nebroditites* cf. *torcalensis* KIL. sp., espèce kiméridgienne, trouvée par nous, ainsi que *Peltoceras bicristatum* RASP. sp. et *Cadomites* sp. recueillies par NOLAN, d'après les étiquettes de sa collection.

Il n'y a évidemment pas de preuve paléontologique de l'âge liasique des couches 5, mais le faciès en est très caractéristique, et leur âge ne fait pour nous aucun doute. Il devient dès lors probable que les fossiles oxfordiens et bajociens ramassés sont inclus dans les sédiments tithoniques, sous forme remaniée, à moins que, dans le voisinage immédiat, quelque lambeau de ces terrains ne soit conservé. Même dans ce cas, il y aurait eu dans cette région une émergence importante durant une partie du Jurassique supérieur.

SYNCLINAL L'OFRE-AUMALLUTX. — HERMITE cite dans sa thèse (p. 129) *Ammonites Delmontanus* OPP. et *A. Backeriæ* auct. comme provenant de la région du Puig L'Ofre. Nous avons montré que les marno-calcaires clairs, dans lesquels ce géologue disait avoir recueilli ces fossiles, appartiennent au Lias supérieur. Lui-même avait observé la ressemblance de *A. Delmontanus* avec *H. Murchisonæ* SOW. sp. Nous n'avons, pour notre part, trouvé aucune trace de terrains oxfordiens dans cette zone, et, si les plissements de détail du synclinal d'Aumallutx ne masquent aucun niveau stratigraphique, nous croyons que, ici comme ailleurs, ce sont les couches de fausses brèches du Tithonique qui reposent, les premières, sur les assises du Lias. Les récoltes que NOLAN a faites dans ce vallon, récoltes qui sont beaucoup plus abondantes que les nôtres, ne comportent aucun fossile qui ne soit pas tithonique.

CASELLA, PRÈS CAMPANET. — En $x = 7^{\circ}40' + 1.300$; $y = 44^{\circ}20' + 700$, non loin d'un petit mirador qui s'élève sur la croupe séparant la région de Campanet du vallon de Casella, des carriers exploitent des assises marno-calcaires, jaune rosé, dont le grain et l'apparence se rapprochent beaucoup de ceux de la fausse brèche tithonique. Nous n'y avons recueilli qu'une Ammonite en très mauvais état et paraissant remaniée, qui se rapproche de *Perisphinctes evolutus* NEUM. NOLAN admettait que le Callovien et l'Oxfordien inférieur ne se seraient pas déposés à Majorque. Cette espèce est en tout cas la seule qui rappelle le Callovien dans toute la région¹.

¹ Aux gisements qui comportent un mélange troublant de faunes tithoniques et de formes plus anciennes, il convient d'ajouter une localité qui a fourni à NOLAN les espèces suivantes déterminées par nous dans sa collection :

Phylloceras Calypso D'ORB. sp.
Aspidoceras avellanum OPP. sp.
Peltoceras Fouqueti KIL.

Phylloceras disputabile OPP. (espèce bathonienne).
Perisphinctes trichoplocus GEMMEL. (de la zone
à *P. transversarium*).

Toutes portent la mention « Balsas ». Or, ni nous, ni même M. DARDER qui est majorquin, ne connaissons

Nous ne connaissons pas assez bien le reste de l'île pour affirmer que les sédiments de l'Oxfordien ou de tel autre étage ne s'y rencontrent pas, mais leur existence nous paraît improbable.

Le Jurassique supérieur n'est pas davantage connu dans l'île de Minorque. Par contre, depuis les intéressantes recherches de VIDAL et MOLINA, on sait que l'Oxfordien existe avec ses fossiles caractéristiques à Ibiza, et NOLAN a admis que, depuis cet étage jusqu'au Cénomanién, la sédimentation y est demeurée constante.

2° IBIZA

VIDAL et MOLINA ont déjà donné ([84] fig. 68, p. 257) la coupe du gisement de Punta Grossa, à l'extrémité N.E. de cette île. Nous la figurons à notre tour pour situer les assises suivantes dont nous avons relevé la succession (fig. 40).

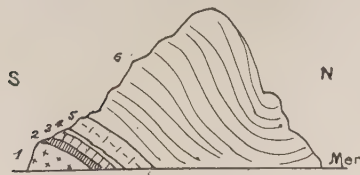


FIG. 40. — Coupe de la Punta Grossa (Ibiza).
(Ech. 1/5.000°.)

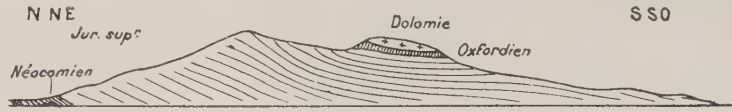


FIG. 41. — Coupe du Cabo Falco (vue de l'Ouest) (Ibiza).
(Ech. 1/15.000°.)

- | | |
|--|-----------|
| 1° Dolomies litées en gros bancs, du Trias. | |
| 2° Marno-calcaires rouge lie de vin, en bancs de 0 m. 20. | 4 mètres. |
| 3° Fausse brèche gris terne ressemblant à celle du Tithonique de Majorque, mais plus massive | 6 — |
| 4° Calcaires stériles jaunâtres lités en gros bancs | 3 — |
| 5° Fausse brèche à <i>Sowerbyceras tortisulcatum</i> D'ORB. et <i>Oppelia arolica</i> OPP. | 10 — |
| 6° Calcaire lithographique en bancs réguliers, séparés par des lits marneux | 60 — |

Les couches 2 à 5 représentent l'Oxfordien supérieur et sans doute le Rauracien. Quoique nous n'ayons pu en trouver la preuve, nous pensons que la série de calcaires lithographiques, qui surmonte l'ensemble des niveaux fossilifères, forme le passage au Valanginien que l'on observe sur le revers N. de la Punta Grossa, ainsi que cela résulte de nos recherches et des matériaux laissés par NOLAN et que nous avons étudiés.

La faune des couches de Punta Grossa comporte, outre de nombreuses espèces qui seront étudiées ultérieurement :

Aptychus punctatus VOLTZ.
Oppelia Henrici D'ORB. sp.
Aspidoceras perarmatum SOW. sp.
Lytoceras Orsini GEMMEL.
Phylloceras mediterraneum NEUM.
Phylloceras sp.
Sowerbyceras tortisulcatum D'ORB. sp.
Lissoceras Erato D'ORB. sp.
Oppelia arolica OPP. sp.

Oppelia eucharis D'ORB. sp.
Neumayria flexuosa MUNST. in ZIETEN sp.
Neumayria callicera OPP. sp.
Ochetoceras marantianum D'ORB. sp.
Ochetoceras sp. indét.
Aspidoceras cf. faustum BAYLE sp.
Aspidoceras Rotari OPP. sp.
Peltoceras Fouquei KIL.
Peltoceras bicristatum RASP. sp.

de montagne ou de localité de ce nom. Toutefois, ayant observé au revers du Puig Bachas, non loin d'un point nommé Ses Bases, des couches rouges très analogues à la gangue de ces fossiles, nous supposons qu'ils en proviennent et que le nom en question aura été déformé par NOLAN, qui aura mal saisi la prononciation des habitants. Cette montagne se trouve entre le Puig Bultó et Dragonera. La présence de ces fossiles y paraîtrait plus naturelle qu'en tout autre point.

- Peltoceras barrensis* E. FAVRE sp.
Perisphinctes Orbignyi DE LOR. 1898 (= *plicatilis* auct.).
Perisphinctes bernensis DE LOR.
Perisphinctes cf. *planula* HEHL var. *laxevoluta* CHOFFAT non FONTANNES.
Perisphinctes birmensdorfensis MOESCH sp.
Perisphinctes cf. *birmensdorfensis* E. FAVRE (Terr. Oxf., pl. V, fig. 5).
Perisphinctes lucingensis E. FAVRE.
Perisphinctes lucingensis DE RIAZ, pl. VII, fig. 4 (non FAVRE).
Perisphinctes Navillei DE LOR. (non DE RIAZ).
Perisphinctes cf. *Navillei* E. FAVRE. *Voirons*, pl. IV, fig. 1.
Perisphinctes colubrinus REIN. (DE RIAZ).
Perisphinctes Kiliani DE RIAZ.
Perisphinctes convolutus QUENST. (DE RIAZ).
Perisphinctes cf. *episcopalis* DE LOR, 1898.
Perisphinctes gr. de *P. Tiziani* OPP. in DE RIAZ.
Hibolites sp.
Rhynchonella sp.

Les deux espèces que nous imprimons en tête de cette liste caractérisent la zone supérieure de l'Oxfordien. Parmi les autres on retrouvera les formes classiques des couches de Birmensdorf et Trept, appelées aussi Argovien, et celles de la zone immédiatement supérieure, caractérisée par *Peltoceras bicristatum* et qui est souvent citée sous le nom de Rauracien.

CABO FALCO. — A une trentaine de kilomètres au S.O. de la précédente coupe, nous avons trouvé un second gisement des mêmes couches qui présente le double intérêt de permettre la distinction de deux niveaux et de vérifier, par leur disposition anormale, que cette montagne est formée par un flanc renversé.

Le dispositif d'ensemble est donné figure 41. Le détail des couches, de bas en haut, montre :

- 1° Calcaires bleus sans fossiles, en bancs séparés par des délits marneux.
- 2° Couche marneuse écrasée à fossiles indéterminables 1 mètre.
- 3° Fausse brèche rougeâtre à *Och. canaliculatum* 1 m. 50
- 4° Calcaire noduleux gris-bleu terne à *P. Orbignyi* 2 mètres.
- 5° Fausse brèche rouge à fossiles indéterminables 2 —
- 6° Calcaire saccharoïde massif 2 —
- 7° Calcaires fortement dolomitiques.

L'assise 4 contient :

- | | |
|---|--|
| <i>Phylloceras mediterraneum</i> NEUM. | <i>Lissoceras Erato</i> D'ORB. sp. |
| <i>Phylloceras Manfredi</i> OPP. | <i>Oppelia eucharis</i> D'ORB. sp. |
| <i>Phylloceras</i> sp. | <i>Perisphinctes Orbignyi</i> DE LOR. |
| <i>Sowerbyceras tortisulcatum</i> D'ORB. sp. | <i>Perisphinctes</i> cf. <i>Kiliani</i> DE RIAZ. |
| La couche 3 nous a fourni entre autres : | |
| <i>Phylloceras Manfredi</i> OPP. sp. | <i>Perisphinctes</i> gr. de <i>P. Tiziani</i> OPP. |
| <i>Neumayria callicera</i> OPP. sp. | <i>Perisphinctes Richei</i> DE RIAZ. |
| <i>Ochetoceras canaliculatum</i> v. BUCH. sp. | <i>Perisphinctes Depereti</i> DE RIAZ. |
| <i>Perisphinctes birmensdorfensis</i> MOESCH (E. FAVRE) sp. | <i>Perisphinctes</i> cf. <i>cracoviensis</i> SIEMIR. |
| <i>Perisphinctes Lucingensis</i> E. FAVRE sp. | |

La couche 3 paraît donc correspondre au Rauracien, celle qui lui est superposée, au niveau de Birmensdorf, et il est possible que la plus haute, où nous n'avons recueilli que des espèces indéterminables, représente l'Oxfordien supérieur. Nous retrouverions ainsi au Cap Falco les mêmes assises qu'à la Punta Grossa, mais renversées. Nous donnerons dans un chapitre ultérieur un aperçu de la tectonique d'Ibiza qui rendra compte de ce dispositif anormal.

Cet ensemble de couches fossilifères qui chevauchent sur l'Oxfordien supérieur et le Lusitanien inférieur se retrouve en divers points de l'île. Notre figure 26 montre ces bancs à la Cala Llonga, la figure 48 montre la suite du même pli couché au Cabo Librell. NOLAN a recueilli des fossiles du même âge dans les falaises¹, en face de l'îlot de Hormigas; sa collection en contient d'autres provenant du Cabo Nonó, au Nord de S. Antonio.

¹ Sans doute dans la partie supérieure du versant S.E. de l'Atalaya S. Vicente, qui est un fragment de flanc renversé (voir ch. XXII et pl. IX).

N'ayant pas redécouvert les gisements de ces deux derniers affleurements, nous nous bornons à mentionner, dans la liste générale des fossiles recueillis à Ibiza dans ces terrains, les formes qui en proviennent.

3° LISTE DES FOSSILES OXFORDIENS ET RAURACIENS RECUEILLIS DANS LES ILES BALÉARES

La faune de ces terrains comporte un plus grand nombre d'espèces, mais ne visant qu'à établir le faciès et l'âge des divers niveaux, nous nous bornons à cette énumération approximative. La mention abrégée « Hormigas » signifie « falaise en face de l'îlot de Hormigas ».

1. **Lytoceras Orsinii** GEMMEL. *Fauna juresi di Sicilia*, 1872, p. 33, pl. VIII, fig. 2, 3. — P^a Grossa, Cala Puig.
2. **Phylloceras mediterraneum** NEUM. *Phylloceraten*, 1871, p. 340, pl. XVII, fig. 2, 5. — P^a Grossa, Hormigas, Cala Puig., C. Falco.
3. **Phylloceras zignodianum** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Jur.*, p. 493, pl. CLXXXII. Cala Puig, Cala Llonga.
4. **Phylloceras Manfredi** OPP. *Pal. Mitt.*, p. 213, pl. LVII, fig. 1, 2. Cap Falco, couches 1 et 2.
5. **Phylloceras** sp. P^a Grossa. Hormigas, Falco.
6. **Sowerbyceras tortisulcatum** D'ORB. sp. *Pal. fr. Terr. jur.*, p. 506, pl. CLXXXIX. P^a Grossa. Cala Puig. Nonó. Hormigas, Cap Falco, c. 2.
7. **Lissoceras Erato** D'ORB. sp. *Pal. fr. Terr. jur.*, p. 531, pl. CCI, fig. 3, 4. P^a Grossa. Hormigas. Cala Puig.
8. **Oppelia Henrici** D'ORB. sp. *Pal. fr. Terr. jur.*, pl. CXCVIII, fig. 1, 2. P^a Grossa.
9. **Oppelia arolica** OPP. *Pal. Mitt.*, p. 188, pl. LI, fig. 1, 2. Cabo Falco ? Cala Llonga, Montaña, Gibart.
10. **Oppelia eucharis** D'ORB. *Pal. fr. Terr. jur.*, pl. CXCVIII, fig. 3, 4. Cala Puig, Cabo Falco, c. 2.
11. **Neumayria oculata** BEAN sp. (DE RIAZ), pl. XVIII, fig. 1. Hormigas.
- 11 bis. **Neumayria Bachiana** OPPEL sp. *Pal. Mitt.*, p. 208, pl. LV, fig. 5. Cabo Falco.
12. **Neumayria flexuosa** MUNST. sp. in ZIETEN, *Wurtemberg*, 1830, pl. XXVIII, fig. 7. — P^a Grossa.
13. **Neumayria callicera** OPPEL sp. *Pal. Mitt.*, pl. LV, fig. 2, 3. — P^a Grossa, Cabo Falco.
14. **Ochetoceras canaliculatum** V. BUCH sp. *Rec. pl. petr. remarq.*, pl. I, fig. 6, 8 — D'ORB. *Pal. fr. Terr. jur.*, pl. CXCIX, fig. 1, 2. — Cabo Falco, un fragment douteux.
15. **Ochetoceras Marantianum** D'ORB. sp. *Pal. fr. Terr. jur.*, p. 533, pl. CCVII. — P^a Grossa.
16. **Ochetoceras** sp. indét. — P^a Grossa.
17. **Aspidoceras** cf. **faustum** BAYLE sp. *Explic.*, 1878, pl. XLVII et XLVIII (= ? **perarmatum** Sow.) P^a Grossa.
18. **Aspidoceras perarmatum** Sow. sp. *Pal. conch.*, p. 352. FAVRE, *Voirons*, pl. V, fig. 1, 2. — Cala Puig.
19. **Aspidoceras Rotari** OPP. sp. *Pal. Mitt.*, p. 227, pl. LXIII, fig. 3. — Punta Grossa.
20. **Aspidoceras Aegir** OPP. sp. *Pal. Mitt.*, p. 226, pl. LXIII, fig. 2. — Cala Puig, M^a Gibart.
21. **Aspidoceras** sp. — P^a Grossa.
22. **Peltoceras bicristatum** RASP. sp. = *Am. bimammatus* QUENST. *Jura*, p. 616, pl. LXXVI, fig. 9. — P^a Grossa.
23. **Peltoceras Fouquei** KIL. *Andalousie*, p. 631, pl. XXVI, fig. 2. P^a Grossa. Cette espèce décrite au Kiméridgien se retrouve ici dans le Rauracien et à Majorque, comme en Tunisie dans le Tithonique.
24. **Peltoceras barrensis** E. FAVRE. *Terr. Oxf.*, p. 59, pl. III, fig. 2, pl. IV, fig. 8 et 9. — P^a Grossa.
25. **Peltoceras Toucasi** D'ORB. sp. *Pal. fr. Terr. jur.*, p. 508, pl. CXC. — Nonó.
26. **Perisphinctes** cf. **planula** HEHL. var. **laxevo-luta** CHOFFAT (*Am. de Torres Vedras*, p. 52, pl. XI, fig. 2) non FONTANNES. — La forme portugaise paraît assez différente de celle décrite à Crussol. Nos échantillons s'en rapprochent sans leur être identiques. C'est l'Ammonite la plus abondante. — P^a Grossa.
27. **Perisphinctes birmensdorfensis** MOESCH. *Argauer Jura*, p. 291, pl. I, fig. 3. — P^a Grossa C. Falco, c. 1.
28. **Perisphinctes birmensdorfensis** E. FAVRE. *Terr. Oxford.*, pl. V, fig. 5. Cette forme semble devoir être distinguée au moins à titre de variété de l'espèce s. str. — P^a Grossa, Nonó.
29. **Perisphinctes lucingensis** E. FAVRE. *Voirons*, p. 32, pl. III, fig. 4. — P^a Grossa, Hormigas, Falco 1.
30. **Perisphinctes** cf. **lucingensis** DE RIAZ, pl. VII, fig. 4 (non FAVRE, non DE LORIOI). DE LORIOI a montré que ces figures ne se rapportaient pas au vrai *P. lucingensis*. Mais nos échantillons sont analogues à ceux de Trept. Cala Puig.
31. **Perisphinctes lucingensis** DE RIAZ. *Trept.*, pl. VII, fig. 2. Même observation quant au nom de l'espèce. Nos formes à costulation fine ne sont pas identiques à celle de RIAZ. — Nonó.
32. **Perisphinctes Navillei** DE LORIOI (non DE RIAZ). DE LORIOI a repris le diagnose de cette espèce en 1898 et n'a pas admis la synonymie de DE RIAZ. — P^a Grossa.

33. *Perisphinctes* cf. *Navillei* E. Favre. *Voirons*, pl. IV, fig. 1. Hormigas.
34. *Perisphinctes colubrinus* REIN. (DE RIAZ). *Trept*, pl. IX, fig. 6. — P^a Grossa. Hormigas.
35. *Perisphinctes* cf. *colubrinus* DE RIAZ. *Trept*, pl. VII, fig. 1.
36. *Perisphinctes* cf. *Kiliani* DE RIAZ. *Trept*, p. 26, pl. IV, fig. 3, 5. — P^a Grossa. Falco couche 2.
37. *Perisphinctes convolutus* QUENST. (DE RIAZ). Pl. IX, fig. 3, 5. — P^a Grossa, Hormigas, Nonó.
38. *Perisphinctes* cf. *convolutus* QUENST. sp. (DE RIAZ). Ibid. Punta Grossa.
39. *Perisphinctes bernensis* DE LOR., 1898. *Oxford. du Jura*, pl. V (non texte). Il semble y avoir un désaccord complet entre la diagnose et la forme figurée. Notre forme est analogue à l'Ammonite figurée. — P^a Grossa.
40. *Perisphinctes* cf. *episcopalis* DE LOR., 1898. *Oxford. du Jura*, p. 30, pl. I, fig. 14. — P^a Grossa.
41. *Perisphinctes* groupe de *P. Tiziani* OPP. in DE RIAZ. *Trept*, p. 28, pl. XII, fig. 1, 2. — P^a Grossa, Cap Falco, c. 1.
42. *Perisphinctes Orbignyi* DE LOR., p. 8, pl. II, fig. 2. = *Perisphinctes plicatilis* Sow. sp. (D'ORB.). *Pal. fr. Terr. jur.*, pl. CXCII (non CXCI). — Nonó, Cala Puig, Falco couche 2.
43. *Perisphinctes* cf. *Orbignyi* DE LOR. — P^a Grossa.
44. *Perisphinctes virgulatus* QUENST. sp. *Weisser Jura*, pl. C, fig. 5, DE RIAZ, pl. X, fig. 3, 4. — Nonó.
45. *Perisphinctes Richei* DE RIAZ. *Trept*, p. 37, pl. XV, fig. 3. — Nonó, Cap Falco, couche 1.
46. *Perisphinctes Depereti* DE RIAZ, p. 19, pl. X, fig. 1, 8. C. Falco, couche 1.
47. *Perisphinctes* cf. *leiocymon* WAAGEN. *Kutch.*, pl. LII, fig. 1 et 4. C. Falco, couche 1.
48. *Perisphinctes Delgadoi* CHOFFAT. *Amm. de Torres Vedras*, pl. XII, fig. 1, 4, C. Falco, c. 1.
49. *Hibolites voironensis* E. Favre, pl. I, fig. 4, 5, *Voirons*. Cala Puig.
50. *Hibolites* sp. — P^a Grossa, Cala Puig, Cabo Falco.
51. *Belemnites* sp. — P^a Grossa.
52. *Aptychus latus* PARK. *Org. remains*, p. 186, pl. XIII, fig. 9. Hormigas.
53. *Aptychus punctatus* VOLTZ. *Neues. Jahrb.* p. 435. — Nonó.
54. *Aptychus* sp. — Hormigas.
55. *Rhynchonella* sp. — P^a Grossa.
56. *Echinides*. — P^a Grossa.

B. LA TRANSGRESSION TITHONIQUE

1° LE TITHONIQUE DE LA SIERRA DE MAJORQUE

a) **Série I.** — Nous ne connaissons pas le Tithonique ailleurs dans cet élément tectonique, qu'à l'île de Dragonera. L'assise 7 de la coupe analysée p. 53 au sujet du Lias (fig. 139) comporte la faune suivante :

Lytoceras sutile OPP. sp.

Lytoceras cf. *Liebige* OPP. sp., très mauvais échantillon.

Phylloceras Calypso D'ORB. sp.

Sowerbyceras Loryi M.-CH. sp.

Perisphinctes Deckei KIL.

Nebroditis cf. *torcalensis* KIL. sp.

Belemnites sp.

La seule forme sur laquelle on puisse faire fond est le *Perisphinctes*, puisque les autres rentrent dans la catégorie des Ammonites que l'on dénomme quand on connaît leur âge. Mais nous verrons par la liste beaucoup plus complète du Puig Bultó que ce niveau doit plus que probablement être rapporté au Tithonique.

b) **Série II.** — Les gisements sont ici extrêmement nombreux et bien caractérisés. Nous n'en citerons que quelques-uns.

PUIG BULTÓ (voir coupes pl. I). — Par la nature de la roche, ce gisement ressemble beaucoup à celui de Dragonera. Cette analogie serait une des raisons de douter du fait que cet îlot puisse être rattaché à la série inférieure. Ici la base du niveau fossilifère est formée de couches marno-calcaires rouge-sombre, auxquelles font suite des bancs lités de fausses brèches rosées ou verdâtres mal individualisées encore, mais que nous retrouverons avec des caractères bien plus typiques dans le reste de la chaîne.

La faune des couches rouges renferme, outre un grand nombre de formes indéterminables, les espèces suivantes :

Phylloceras Calypso D'ORB. sp.
Sowerbyceras Loryi M.-CH. sp.
Perisphinctes gr. de *P. pseudocolubrinus* KIL.
Perisphinctes cf. *eudichotomus* ZITT. sp.
Perisphinctes Richteri OPP. sp.
Berriasella carpathica ZITT. sp.
Dalmasiceras cf. *Dalmasi* PICT. sp. (en très mauvais état).

Berriasella voisine de *B. rjasanensis* NIK. sp.
Perisphinctes densicosta GEMMEL.
Nebroditis torcalensis KIL. sp.
Nebroditis agrigentinus GEMMEL.
Nebroditis sp.
Peltoceras Fouquei KIL.

Les huit premières formes de cette liste sont manifestement tithoniques. *P. densicosta* et les *Nebroditis* ont été décrits dans le Kiméridgien, *Peltoceras Fouquei* est une espèce de signification stratigraphique moins précise, et qui, connue depuis la zone de Trept, a atteint le Tithonique en Tunisie. Nous avons du reste discuté cette partie de notre liste au sujet des terrains anté-tithoniques.

ANDRAITX. — Les gisements de cette région sont au nombre de cinq, ayant quelque importance. Ce sont d'une part les assises 2 et 3 de la coupe du col de la route d'Andraitx (voir fig. 34), ensuite la Tour qui domine les lacets de la route contre le versant S.E. dudit col, enfin la Serreta de Cala Blanca, et plus particulièrement la bande de Tithonique que notre carte montre au pied oriental de cette petite montagne.

Nous avons dit, plus haut, que la couche 3' du col nous paraît appartenir au Tithonique inférieur, en dépit des quelques formes telles que *Oppelia trachynota* OPP., *Per. trimerus* OPP., *Lytoceras tripartitum* D'ORB. sp. et *Nebroditis* sp., qu'elle contient. On y recueille, en effet, en outre, les espèces suivantes :

Phylloceras Calypso D'ORB. sp.
Phylloceras Kochi OPP.
Phylloceras semisulcatum D'ORB. sp.

Sowerbyceras Loryi M.-CH. sp.
Lissoceras carachteis ZEUSCHN. sp.

Quant aux couches 2 et 3, elles renferment la majorité des espèces dont nous donnons la liste pour toute la région, il n'y a aucun doute qu'elles soient tithoniques.

Il en est de même des fausses brèches de la tour, car outre *Per. trimerus* OPP., forme de la zone à *Waagenia Beckeri*, on y recueille *Sow. Loryi* M.-CH. sp., *Per. Falloti* KIL., *Acanthodiscus Euthymi* PICT. sp., *Duvalia ensifer* OPP. sp.

Le Tithonique de la Serreta nous a fourni d'autre part :

Phylloceras Calypso D'ORB. sp.
Phylloceras semisulcatum D'ORB. sp.
Perisphinctes cf. *Richteri* OPP.

Acanthoplites Chaperi PICT. sp. (KILIAN).
Berriasella carpathica ZITT. sp.
Pygope Bouei ZEUSCHN. sp.

Ces divers niveaux et gisements étant clairement définis par les fossiles que nous y avons recueillis personnellement, nous donnons ci-dessous la liste totale des espèces provenant de la région d'Andraitx, c'est-à-dire de ces gisements et des champs qui les séparent, en indiquant par des initiales celles qui ont été trouvées par nous et celles de la collection NOLAN.

F. *Lytoceras quadrisulcatum* D'ORB. sp.
F.N. *Lytoceras* sp.
F.N. *Phylloceras Calypso* D'ORB. sp.
F.N. *Phylloceras Kochi* OPP.
Phylloceras sp.
F.N. *Sowerbyceras Loryi* M.-CH. sp.
F. *Lissoceras carachteis* OPP. sp.
F.N. *Lissoceras elimatum* OPP. sp.
F. *Oppelia collegialis* OPP. sp.
N. *Neumayria trachynota* OPP. sp.
F. *Neumayria* sp.
F. *Perisphinctes contiguus* ZITT. sp. non CATULLO sp.
N. *Perisphinctes contiguus* TOUCAS non ZITT.
F. *Perisphinctes Geron* TOUCAS non ZITT.

F. *Perisphinctes pseudocolubrinus* KIL.
F. *Perisphinctes Decekei* KIL.
F. *Perisphinctes Falloti* KIL.
F. *Perisphinctes* cf. *Richteri* OPP.
F. *Perisphinctes trimerus* OPP. sp.
N. *Perisphinctes* n. sp. aff. *P. Falloti* KIL. (Tour).
F. *Himalayites microcanthus* OPP. sp.
F.N. *Berriasella privasensis* PICT. sp.
F. *Berriasella carpathica* ZITT. sp.
F. *Berriasella* n. sp. intermédiaire entre *B. Botella* KIL. sp. et *B. delphinensis* KIL. (Tour) sp.
F. *Acanthodiscus Chaperi* PICT. sp. (KILIAN).
N. *Acanthodiscus Euthymi* PICT. sp.
N. *Spiticeras* sp. ?

N. *Aspidoceras Iphicerum* OPP. sp.
 N.F. *Belemnites semicanaliculatus* BLAINV.
 N.F. *Duvalia ensifer* OPP. sp.
 N.F. *Aptychus latsu* VOLTZ.

N.F. *Pygope Bouei* ZEUSCHN. sp.
 F. *Collyrites Verneuilli* COTT.
 N. *Lima* sp.

S'FONT. — La collection NOLAN renferme une série de fossiles étiquetés S'Font. Nous pensons qu'ils proviennent des abords de la ferme qui s'élève au Nord de Calvia et qui est bâtie sur un petit lambeau de terrains post-liasiques, isolé au milieu des calcaires massifs du Lias moyen. Cette liste n'aurait pas sa place ici, si elle ne comportait un assez grand nombre d'espèces du Bajocien qui paraissent se trouver ici à l'état remanié dans le Tithonique.

Nautilus cf. *Franconicus* OPP. petit indiv.
Nautilus cyclotus OPP.
Lytoceras tripartitum D'ORB. sp.
Phylloceras Calypso D'ORB. sp.
Phylloceras cf. *Calypso* D'ORB. sp.
Sowerbyceras Loryi M.-CH. sp.
Simoceras strictum CATULLO sp.

Berriasella subrjasanensis BOGDWLOWSKY non NIKITIN.
Peltoceras Fouquei KIL.
Sphaeroceras bullatum QUENST. sp. non D'ORB. sp. (gisement douteux).
Cadomites sp.

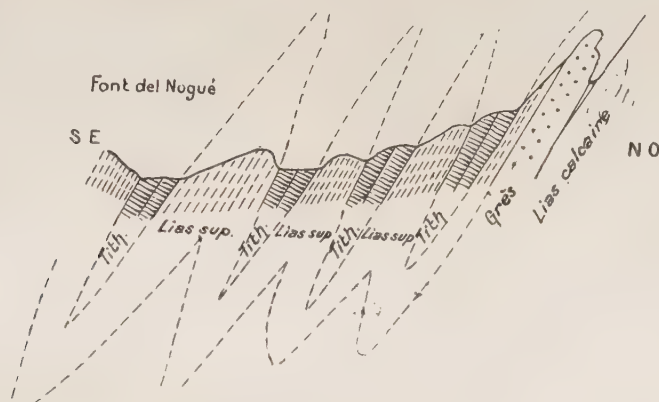


FIG. 42. — Coupe des replis du synclinal d'Aumallutx. (Ech. 1/5.000^e.)

CREUS. — C'est au même titre que nous donnons la liste des formes que NOLAN a recueillies à Creus où l'on verra, de plus, une forte proportion de *Pygope*. Ce fossile, caractéristique sinon très fréquent, dans la Sierra de Majorque, n'a jusqu'ici pas été retrouvé dans le reste de l'île.

Lytoceras cf. *Liebigi* OPP.
Lytoceras quadrisulcatum D'ORB. sp.
Lytoceras (Protetragonites) tripartitum D'ORB. sp.
Phylloceras Calypso D'ORB. sp.
Phylloceras semisulcatum D'ORB. sp.

Perisphinctes transitorius OPP. sp.
Perisphinctes cf. *senex* OPP. sp.
Pygope janitor PICT. sp.
Pygope Catulloi PICT. sp.
Pygope triangulus LMK. sp.

Nous n'avons personnellement pu que vérifier l'existence du Tithonique dans cette montagne et notamment au N.E. de la ferme de Creus sur le chemin de Buñola à Orient, mais nous n'y avons recueilli, faute d'avoir trouvé le gisement, qu'un débris de *Pygope* indéterminable.

AUMALLUTX. — Nous donnons, figure 42, la coupe des replis du Tithonique, dans le synclinal L'Ofre-Cuba-Aumallutx.

Elle est prise selon la ligne de partage des eaux qui sépare ces deux derniers points.

Sans doute NOLAN a-t-il, comme nous, recueilli des fossiles dans des champs et affleurements de Tithonique des abords de la ferme d'Aumallutx. Il est très intéressant d'y trouver un *Pachyceras*, fossile des domaines atlantiques ou occidentaux, et qui se trouve appartenir, ici même, à l'espèce *Pachyceras Irius*

d'ORB. sp. qui s'est, seule, étendue jusque dans la région dauphinoise et paraît être particulièrement ubiquiste.

Phylloceras Calypso D'ORB. sp. F. et N.
Phylloceras Kochi OPP. F.
Phylloceras semisulcatum D'ORB. sp. N.
Sowerbyceras Loryi M.-CH. sp. N.
Perisphinctes Geron ZITT. F.
Kilianella lucensis SAYN. N.
 (Forme valanginienne qui apparaît parfois également en France dans le Tithonique supérieur.)

Aspidoceras polysarcum FONT. sp. N.
Aspidoceras cyclotum OPP. sp. Cuba, N.
Pachyceras Irius D'ORB. sp. Cuba, N.
Aptychus punctatus VOLTZ. F. et N.
Hemicidaris Zignoi COTT. N.
Metaporinus convexus COTT. N.
Pygope diphya V. BUCH. sp. N. et F.
Pygope janitor PICT. sp. N.

c) **Série III** — BENDINAT. — La liste que nous donnons pour ce gisement, si important en tout ce qui concerne la stratigraphie du Secondaire à Majorque, suffira pour toute la Série III. Les autres points fossilifères ne nous ont, du reste, fourni que de rares et mauvais échantillons. Le Tithonique se présente dans toute la Série avec les mêmes caractères. Le fait le plus remarquable est qu'il n'y est presque plus accompagné de fossiles de l'Oxfordien, alors que ceux-ci étaient relativement abondants à la base du Tithonique soit vers le Puig Bultó, soit vers « Balsás » que nous pensons, ainsi qu'on l'a vu, être Sas Bases, soit surtout vers Fátima de Valldemosa.

Ce fait tendrait à faire croire que les dépôts oxfordiens ont été limités aux abords N.O. de Majorque, et serait en harmonie avec le caractère si nettement jurassien des faunes de cet âge à Ibiza et en Aragon.

Les récoltes de NOLAN et les nôtres, distinguées par nos initiales, composent la liste ci-après :

F.N. *Nautilus* cf. *Oppeli* ZITT.
 F. *Lytoceras montanum* OPP.
 F. *Lytoceras quadrisulcatum* D'ORB. sp.
 F. *Lytoceras* af. *municipale* OPP. (mauvais échantillon).
 F. *Lytoceras sutile* OPP.
 F. *Lytoceras* aff. *sutile* OPP.
 F.N. *Phylloceras Calypso* D'ORB. sp.
 F.N. *Phylloceras Kochi* OPP. sp.
 F. *Phylloceras semisulcatum* D'ORB. sp.
 N.F. *Phylloceras serum* OPP. sp.
 F.N. *Sowerbyceras Loryi* M.-CH. sp.
 F. *Haploceras tithonium* OPP. sp.
 F. *Neumayria callicera* OPP. sp.
 F. *Neumayria compsa* OPP. sp.
 F. *Oppelia lithographica* OPP. sp.
 F. *Perisphinctes Richteri* OPP. sp.
 N. *Perisphinctes pseudocolubrinus* KIL.
 F. *Perisphinctes pouzinensis* TOUCAS.
 F. *Perisphinctes senex* OPP. sp. var. à côtes très fines.
 F. *Perisphinctes eudichotomus* ZITT. sp.
 F. *Perisphinctes Deecke* KIL.

F. *Perisphinctes trimerus* OPP. sp. (forme de la zone à *W. Beckeri*.)
 F.N. *Perisphinctes transitorius* OPP. sp.
 F. *Perisphinctes* sp.
 F. *Nebroditis torcalensis* KIL. sp.
 F. *Himalayites microcanthus* OPP. sp.
 N. *Acanthodiscus Chaperi* PICT. sp.
 F. *Acanthodiscus Castroi* KIL. sp.
 F. *Acanthodiscus Tarini* KIL. sp.
 F. *Acanthodiscus Euthymi* TOUCAS. sp. non ZITT. sp.
 F.N. *Berriasella carpathica* KIL. sp.
 F.N. *Berriasella Calisto* D'ORB. sp.
 F. *Thurmannia Malladae* KIL. sp.
 N. *Duvalia ensifer* OPP. sp.
 N. *Hibolites hastatus* BLAINV. sp.
 N. *Belemnites (Duvalia) conophorus* ZITT.
 F.N. *Hibolites semicanaliculatum* BL.
 N. *Pygope diphya* VON BUCH. sp.
 N. *Hemicidaris Zignoi* COTT.
 F.N. *Collyrites Verneuilli* COTT.
 N.F. *Metaporhinus convexus* COTT.
 F. *Lima* sp.
 N. *Inoceramus Strambergensis* BOEHM.

SON VIDA. — Le niveau supérieur du Tithonique est mieux représenté non loin de cette cuvette de Bendinat, auprès de la belle maison de campagne de Son Vida. Nous y avons recueilli :

Phylloceras semisulcatum D'ORB. sp.
Perisphinctes Geron ZITT. sp.
Perisphinctes Deecke KIL.

Perisphinctes senex OPP. sp.
Perisphinctes pseudocolubrinus KIL.
Perisphinctes sp.

Berriasella carpathica OPP. sp.
Himalayites microcanthus OPP. sp.
Acanthodiscus Chaperi PICT. sp.
Himalayites Edmundi KIL. sp.
Neocomites Cabrensis KIL. sp.

Simoceras volanense OPP. sp.
Pygope euganeensis PICT. sp.
Corbula Pichleri ZITT.
Duvalia ensifer OPP. sp.

RÉGION D'ALCUDIA. — Comme pour le Lias et le Jurassique moyen, le faciès du Tithonique se présente avec des caractères qui rappellent moins les fausses brèches de la Sierra principale que celles dont nous ferons la description dans l'Orient de l'île. A Camp Gran, sur les marno-calcaires du Jurassique moyen, reposent des marno-calcaires passant irrégulièrement aux fausses brèches grises et dans lesquels se rencontrent de rares Ammonites en fort mauvais état. Ces dernières appartiennent au Tithonique, comme en font foi les espèces suivantes :

Perisphinctes Lorioli ZITT.
Perisphinctes Richteri OPP. sp.

Perisphinctes transitorius OPP. sp.

C'est sans doute dans des couches analogues, à en juger par la gangue des fossiles, que NOLAN a recueilli, dans cette région :

Berriasella Calisto D'ORB. sp.
Berriasella chomeracensis TOUCAS sp.

Pygope janitor PICT. sp.
Pygope diphyia V. BUCH. sp.

Enfin nous avons trouvé dans des couches marno-calcaires presque schisteuses gris sombre, le long du sentier, à 800 mètres au N.E. de la Fuente de la Victoria, *Simoceras strictum* CATULLO sp.

L'étude des abords de Camp Gran montre que, vers le haut, le Tithonique passe à des calcaires sub-lithographiques lités qui représentent le Néocomien (voir pl. VIII).

2° LE TITHONIQUE DANS LE RESTE DE L'ÎLE DE MAJORQUE.

a) **Massif de Santueri.** — M. DARDER a décrit les assises tithoniques de cette montagne et du Puig de San Salvador. De part et d'autre ce sont des calcaires, ressemblant assez à des fausses brèches grisâtres et rosées, où notre confrère a trouvé :

Lyloceras quadrisulcatum D'ORB. sp.
Lyloceras municipale OPP. sp.

Oppelia sp.
Perisphinctes cf. *transitorius* OPP. sp.

Il cite de plus *Phylloceras mediterraneum* NEUM., mais sans doute, puisqu'il est ici question de Tithonique, cette Ammonite doit-elle être rapportée à *Phylloceras Calypso* D'ORB. sp. qui est, du reste, le descendant à peine modifié de l'espèce de NEUMAYR. Nous avons observé personnellement le Tithonique à Santueri et au Puig de Sa Figuera, en compagnie de M. DARDER. Il se présente sous un aspect voisin de celui qu'il revêt dans la Sierra principale, mais plus compact, et les couches rouges y sont beaucoup plus rares sinon absentes. Vers le haut, il passe à des calcaires lités sans fossiles, truffés de rognons de silex, qui seraient néocomiens.

b) **Massif d'Arta.** — Nous avons observé en plusieurs points des couches imparfaitement individualisées en fausses brèches marneuses, et sans fossiles. Nous admettons comme probable l'existence d'un Tithonique moins nettement caractérisé lithologiquement que dans le reste de l'île. M. DARDER en a découvert divers affleurements [21].

c) **Massif de Randa.** — Nous ne connaissons pas encore avec certitude d'affleurements de Tithonique dans cette région, où, du reste, le Nummulitique masque presque partout les terrains plus anciens que lui. Toutefois, à la base de couches ambiguës, situées au N.O. de la route de Porreras à Son Lluïsa, en face du coude qui est au S.E. du col, nous avons trouvé des débris de *Perisphinctes* qui paraissent tithoniques.

d) **Cabrera.** — Déjà connu de longue date par les travaux de NOLAN, le Tithonique fut retrouvé

dans cette île par M. GOMEZ LLUECA. Nous avons déterminé dans la collection NOLAN les formes suivantes :

Phylloceras Calypso D'ORB. sp.

Phylloceras semisulcatum D'ORB. sp.

Himalayites microcanthus OPP. sp.

Himalayites microcanthus TOUCAS non OPP.

Himalayites Kollikeri OPP. sp.

Kilianella lucensis SAYN.

Aptychus Beyrichi OPP.

Cette faunule est d'un niveau déjà assez élevé dans le Tithonique, mais comme nous n'avons pas étudié ces parages, nous ne pouvons préjuger de ses conditions de gisement.

e) Caractères lithologiques du Tithonique de Majorque.

Le type que revêt ce terrain de manière tout à fait générale à Majorque, et, semble-t-il, à Cabrera, est le faciès amygdalaire connu sous le nom de « fausse brèche », ou encore de faciès Andalou. Ce faciès est très général dans les régions méditerranéennes et a donné lieu à diverses interprétations quant à son origine. Certains auteurs y voient une véritable brèche formée par des phénomènes simultanés et sous-marins d'érosion par des courants et de résédimentation. Mais en de nombreux points la fausse brèche ne revêt en aucune manière le caractère détritique qu'impliquerait cette interprétation. Et à Majorque en particulier, elle se montre formée de rognons calcaires¹ de forme capricieuse, irrégulièrement anastomosés et noyés dans une masse marneuse. Vers la base de l'étage, toute la masse de la fausse brèche est teintée de rouge plus ou moins sombre ou de rose, la matière plus marneuse qui remplit les irrégularités des nodules étant généralement plus fortement colorée que ces derniers. Lorsque la couleur rouge n'apparaît pas, la partie marneuse de la roche se teinte souvent très légèrement de vert tendre. Plus rarement, elle demeure blanche.

Les fausses brèches roses ont été décrites dès 1885 dans le Tithonique de l'Andalousie par M. KILIAN. Depuis, on a reconnu la grande fréquence de ce faciès dans toute la région méditerranéenne (Tunisie) et alpine (Calcaires de Guillore). Nous montrerons plus loin qu'il n'est pas constant, entre Cabra et Majorque, car le Tithonique de l'île d'Ibiza se présente, ainsi que NOLAN l'a découvert en 1895, sous forme de marnes à Céphalopodes pyriteux, fait très rare dans la géologie de cet étage.

Au microscope, les fausses brèches du Tithonique sont des calcaires fins à Radiolaires où se pressent de nombreux débris d'Ostracodes. Ce triple caractère est commun du reste aux roches de Majorque, depuis le Lias et le Jurassique moyen ; mais alors que, pour les sédiments de ces deux dernières époques, les Radiolaires sont à peine accompagnés de rares *lagna*, on voit apparaître très généralement au Tithonique des Globigérines. De plus, le grain du calcaire est plus régulier et plus serré au Lias et au Jurassique moyen, tandis qu'au Tithonique les débris de coquilles ou des Foraminifères lui donnent au microscope une apparence plus hétérogène. Ce n'est pas là un sédiment de mer profonde.

Dans quelques cas particuliers, la fausse brèche peut se trouver remplacée par un faciès franchement zoogène, étroitement localisé, comme aux abords de la maison de Cuba, ou en certains points de Sa Serra de Alfàbia. La roche revêt alors un type « graveleux », et soit dans les petites concrétions oolithiques, soit entre elles, on observe d'abondants débris de coquilles mêlés à des Foraminifères. Ce type est du reste rare à Majorque, et, faute d'avoir trouvé des fossiles caractéristiques dans la roche même, ce n'est que par interpolation que nous avons cru pouvoir lui assigner un âge portlandien.

A part ce cas spécial, la fausse brèche présente des caractères constants dans toute l'île de Majorque, et les petites différences de faciès que nous avons signalées dans la région d'Alcudia, par exemple, ne paraissent pas se traduire au microscope par des dissemblances appréciables.

f) Coordinations. — Le Jurassique supérieur à Majorque.

Dans la partie orientale de l'île, nous avons été conduit à admettre que le Tithonique est transgressif sur les dépôts bajociens (Arta) ou même triasiques. Nous ne sommes pas encore fixé au sujet des poudingues, que M. DARDER cite au-dessus des marnes jaunâtres noduleuses qu'il attribue au Lias ou au Jurassique moyen dans la région de Felanitx. Mais, jusqu'ici, il n'a été signalé nulle part de sédiments oxfordiens, séquanien ou kiméridien dans ces parages.

¹ Ces rognons correspondent tout à fait au type de « fausse brèche » de la Clap du Luc dont M. KILIAN a montré qu'elle ne saurait être tenue pour détritique.

La question est plus complexe dans la Sierra principale.

Nous avons montré que, vers Andraitx, le Tithonique repose directement sur du Bajocien et du Bathonien, mais que ses couches comportent des fossiles du Kiméridgien supérieur. La collection NOLAN renferme un *Perisphinctes (Ataxioceras) hypselocyclus* FONT. dont la roche présente tous les caractères de la fausse brèche. Il provient des environs de Calvia. Cette forme, qui ne dépasse pas en Europe le Kiméridgien moyen, tendrait à prouver que la formation des fausses brèches a débuté à une époque antérieure au Tithonique. Mais elle ne saurait en tout cas avoir déjà débuté au Rauracien; or, vers Valldemosa les formes oxfordiennes et rauraciennes qu'elles contiennent l'ont fait admettre à NOLAN. Nous croyons plutôt pouvoir résumer les faits et les interpréter de la façon suivante :

Le Jurassique supérieur de la Sierra de Majorque ne comporte, en dehors des assises tithoniques, que des restes décapés de couches fort minces et des fossiles remaniés à la base des fausses brèches. Ces fossiles remaniés appartiennent, outre ceux du Jurassique moyen, au Callovien (*Macrocephalites Canizzaroï* provenant de *Balsas*, localité inconnue indiquée par NOLAN par suite d'une erreur d'écriture; et *Perisphinctes evolutus* NEUM. de Casella), au Rauracien à *Peltoceras bicristatum* RASP. sp. de Fátima, enfin au Kiméridgien supérieur. A la rigueur, il y aurait une espèce du Kiméridgien moyen.

Il y a donc eu dépôt, plus ou moins localisé, de sédiments de ces divers âges, puis érosion, enfin transgression du niveau des fausses brèches qui repose sur des lambeaux de Bajocien et de Bathonien, remanié du Callovien, du Rauracien, etc. Si, comme NOLAN le croyait, cette transgression avait eu lieu à l'Oxfordien supérieur, on devrait trouver partout à la base des fausses brèches un Argovien, un Rauracien, un Séquanien et un Kiméridgien définissables. Or, tel ne paraît pas être le cas. Les couches rouges à faune oxfordienne ne sont connues qu'en de petits affleurements qui sont, soit des lambeaux, soit des nids de fossiles remaniés, localisés au N.O. de la Sierra principale. Nous ne connaissons aucun fossile séquanien caractéristique. La tranchée d'Andraitx nous montre, pour autant que les dislocations tectoniques y permettent une observation stratigraphique précise, les fossiles de la zone à *Waagenia Beckeri* dans le même groupe de bancs que des fossiles proprement tithoniques.

En résumé, depuis la fin du Bathonien, la sédimentation a continué dans la zone de la Sierra de Majorque, peut-être avec des lacunes, en tout cas par des dépôts peu épais, jusqu'à la fin du Rauracien. Dans le même temps, les régions correspondant à l'Est de l'île se trouvaient déjà graduellement exondées. Cette émergence aurait gagné vers le Nord, dès la fin du Rauracien. Durant le Séquanien et le début du Kiméridgien, l'érosion a pu attaquer la majeure partie des dépôts du Jurassique supérieur et, en certains points, du Jurassique moyen. La transgression a débuté selon les endroits par des mouvements réduits dès le Kiméridgien moyen ou supérieur, mais sa phase principale a produit, au Tithonique inférieur, l'inondation complète de toute la région.

Nous employons ci-dessus des termes stratigraphiques qui ont, dans les pays où ont été pris les types stratigraphiques classiques, une signification très nette. Mais il n'est pas prudent de leur prêter ici une telle rigueur. Nous ne saurions vouloir raffiner sur la date exacte d'un mouvement. L'intérêt de la question est que la transgression a lieu au Tithonique inférieur. Il serait prématuré de vouloir préciser davantage. PERVINQUIÈRE, qui se trouve en présence du même phénomène, note de même que la limite entre Kiméridgien supérieur et Tithonique est sujette à discussion. Il faut prendre ces termes dans un sens très large.

3° LE TITHONIQUE DE L'ÎLE D'IBIZA

Les gisements de fossiles tithoniques de cette île ont été découverts par NOLAN. Ce sont ses matériaux qui ont servi à nos déterminations. Nous n'avons pas retrouvé ses gisements, mais il nous est possible de donner quelques coupes générales qui situent les couches tithoniques par rapport aux autres assises.

On a vu que des calcaires lités succèdent à l'Oxfordien, à la Punta Grossa comme au Cabo Falco. Ils

mesurent 60 à 80 mètres et passent, vers le haut, à des marnes à fossiles pyriteux qui englobent tout le Néocomien, et s'élèvent en certains endroits jusqu'au Gault. Les calcaires représentent sans doute les divers niveaux compris entre l'Oxfordien et le Tithonique. Mais nous croyons que ce dernier terrain en est encore formé, et que c'est dans les délits marneux qui séparent ses bancs, que NOLAN a trouvé sa faunule, car au Cabo Llibrell par exemple, des *Duvalia* apparaissent déjà au milieu de la série calcaire et les premières couches marneuses fossilifères nous ont fourni une faune nettement barrémienne.

Le gisement le plus riche est celui de l'Atalaya San Vicente. Les couches y sont renversées comme le montre notre profil d'ensemble planche IX. Il ne paraît pas aisé de faire une délimitation précise des couches tithoniques. On va voir par la liste de cette faune que le passage se fait graduellement entre elles et le Néocomien. Nous avons reconnu les espèces suivantes :

<i>Lytoceras sutile</i> OPP.	<i>Neocomites neocomiensis</i> D'ORB. sp.
<i>Lytoceras quadrisulcatum</i> D'ORB. sp.	<i>Neocomites subneocomiensis</i> MALLADA sp.
<i>Phylloceras semisulcatum</i> D'ORB. sp.	<i>Neocomites amblygonius</i> N. et UHL. sp.
<i>Phylloceras Calypso</i> D'ORB. sp.	<i>Acanthodiscus</i> cf. <i>hystrix</i> BEAN. sp.
<i>Lissoceras Grasi</i> D'ORB. sp.	<i>Acanthodiscus longinodus</i> N. et UHL. sp.
<i>Berriasella Calisto</i> D'ORB. sp.	<i>Saynoceras verrucosum</i> D'ORB. sp.
<i>Berriasella chomeracensis</i> TOUCAS sp.	<i>Saynoceras hirsutum</i> SAYN.
<i>Kilianella Roubaudiana</i> D'ORB. sp.	<i>Duvalia Orbignyana</i> BLAINV. sp.
<i>Kilianella Ischnotera</i> SAYN.	<i>Aptychus Beyrichi</i> OPP.
<i>Simoceras</i> sp.	

Les dix premiers numéros de cette liste montrent des formes très connues dans le Tithonique supérieur. Le reste comporte des fossiles du Valanginien. L'intérêt de ce gisement est surtout de comporter une faune de la fin du Tithonique.

CABO MARTINET. — Ce promontoire est découpé dans le pli couché de Llibrell. NOLAN y a recueilli .

<i>Phylloceras semisulcatum</i> D'ORB. sp.	<i>Berriasella Oppeli</i> KIL. (= <i>Calisto</i> OPP.) sp.
<i>Phylloceras Calypso</i> D'ORB. sp.	<i>Berriasella carpathica</i> OPP. sp.
<i>Berriasella chomeracensis</i> TOUCAS sp.	<i>Kilianella</i> cf. <i>asperrima</i> D'ORB. sp.
<i>Berriasella privasensis</i> TOUCAS sp.	

Ces Ammonites pyriteuses définissent comme celles de S. Vicente un Tithonique assez élevé.

CABO FALCO. — Ce gisement doit se trouver dans la série renversée qui constitue le cap. Nous avons recueilli, dans les marnes qui séparent les bancs de calcaire aux abords de la Playa Codola, de petites Ammonites indéterminables qui appartiennent sans doute à ce terrain. La collection NOLAN renferme sous nom de Cabo Falco la faune suivante :

<i>Lytoceras</i> sp.	<i>Berriasella Calisto</i> D'ORB. sp.
<i>Phylloceras</i> sp.	<i>Berriasella subcalisto</i> TOUCAS sp.
<i>Sowerbyceras Loryi</i> M.-CH. sp.	<i>Berriasella</i> cf. <i>Oppeli</i> KIL. sp.
<i>Lissoceras Grasi</i> D'ORB. sp.	<i>Berriasella abscissa</i> OPP. sp.
<i>Lissoceras elimatum</i> OPP. sp.	<i>Simoceras</i> sp.
<i>Lissoceras Staszycii</i> ZEUSCHN. sp.	<i>Duvalia ensifer</i> OPP. sp.
<i>Lissoceras</i> sp.	<i>Echinoderme</i> indét.
<i>Neumayria</i> n. sp. gr. de <i>N. Haerberleini</i> OPP. sp.	

Outre cette faune tithonique, la collection NOLAN renferme un *Neocomites occitanicus* PICT. sp. qui prouve que là, comme dans les gisements du N.E. de l'île, le Tithonique passe insensiblement vers le haut au Valanginien. Nous montrerons plus loin que le Berriasien, dont la présence à Ibiza est impliquée par la continuité même des séries, existe avec sa faune caractéristique, en particulier à la Cala Moltons, près du Cabo Llibrell.

NOLAN a recueilli des fossiles tithoniques en d'autres points de la région, mais nous n'avons pas relevé de coupes de ces gisements que nous n'avons pas eu la bonne fortune de retrouver. Nous les mentionnons

simplement dans la liste générale de la faune Tithonique. Ce sont la Cala Estañol, divers points aux abords même de San Vicente, et Andreutx.

4° LISTE GÉNÉRALE DES FOSSILES DU TITHONIQUE DES ILES DE MAJORQUE ET D'IBIZA

1. **Nautilus cyclotus** OPP. (*Stramberg.*, 1868, p. 47, pl. III, f. 2).
Un exemplaire, S'Font (N.).
2. **Nautilus cf. Oppeli** ZITT. (*Stramberg.*, 1868, p. 44, pl. IV, fig. 1-2).
Très mauvais fragment que nous rapportons à cette espèce pour la forme du tour et l'allure de la cloison. Bendinat.
3. **Nautilus Strambergensis** OPP. (ZITT., *Stramberg.*, p. 42, pl. II, fig. 8-11.) Forme peut-être un peu plus voisine de *N. Franconicus* OPP. dont elle constitue du reste le descendant et le passage à *N. Dumasi* PICT. (ZITT. *loc. cit.*, p. 43).
S'Font (N.).
4. **Lytoceras montanum** OPP. sp. (ZITT., 1870, *Aeltere Tithonbildungen*, p. 663, pl. XXVI, f. 3-4).
Espèce rare. Un exemplaire de Bendinat. (N.).
5. **Lytoceras sutile** OPP. sp., (ZITT., *Stramberg.*, pp. 76 et 165 ; pl. XII, fig. 1-7 (non 5); pl. XXVII, fig. 1). Assez rare et mal conservé.
Bendinat. Dragonera. Calvia. Santueri. S. Vicente. Ibiza.
6. **Lytoceras quadrisulcatum** D'ORB. sp. (*Pal. fr. Terr. jur.*, pl. XLII, fig. 1-3, p. 101. — ZITTEL, *Stramberg.*, pp. 71 et 162, pl. IX, fig. 1-5, pl. XXVI, fig. 2).
Ces *Lytoceras* sont assez faciles à confondre avec le *L. (Protetragonites) tripartitum* D'ORB. dont le galbe est identique. Nous n'avons fait de désignation que pour des formes qui indubitablement, par la forme de leurs sillons, rentrent dans l'espèce tithonique.
Bendinat. Andraitx. S. Vida. Calvia (Majorque). S. Vicente et Andreutx (Ibiza).
7. **Lytoceras Liebigi** OPP. sp. (ZITTEL, *Stramberg.*, p. 74, pl. IX, fig. 6-7).
Rare. Petits individus. S. Creu. (N.). Dragonera (F.).
8. **Lytoceras (Protetragonites) tripartitum** D'ORB. sp. (*Pal. fr. Terr. jur.*, pl. CXC VII).
Cette forme se retrouve avec assez de fréquence dans les couches lie de vin qui accompagnent le Tithonique. Nous la croyons remaniée à Col d'Andraitx, Calvia et S'Font. On a vu qu'elle se trouve en place dans les couches à *Posidonomya alpina* A. GRAS.
9. **Lytoceras** sp.
Assez nombreux fragments trop mauvais pour être définis spécifiquement. S'Creu. Dragonera. Calvia, etc.
10. **Phylloceras Calypso** D'ORB. sp. (P. LORY, *Remarques sur l'Ammonites Calypso* D'ORBIGNY, *Trav. Lab. Géol. Univers. Grenoble*, t. IV (96-97), pp. 86-72 et pl. I). Très abondant dans tous les gisements. La question se pose de savoir si on n'a pas, ici comme pour le *Lytoceras tripartitum* D'ORB. sp., des représentants de *Ph. zignodianum* D'ORB. sp. remaniés. Toutefois, toutes les attributions mentionnées ici nous paraissent motivées. Bendinat. Andraitx. Galilea. S'Creu. P. Bulto. Dragonera. Balsas. Teix. Aumallutx. Suro (Majorque). S. Vicente. Cabo Martinet (Ibiza).
11. **Phylloceras semisulcatum** D'ORB. sp. (= *ptychoum* QUENST.). *Pal. Fr. terr. Cret.*, t. I, pl. LIII, f. 6. — ZITTEL, *Stramberg.*, pl. IV, f. 3-9.
Presque aussi abondant que le précédent. Bendinat. Andraitx. S'Creu. Aumallutx. S. Vida. Galilea (Majorque). S. Vicente. Cabo Martinet (Ibiza).
12. **Phylloceras Kochi** OPP. sp. (ZITTEL, *Stramberg.*, pl. VI, fig. 1, pl. VII, fig. 1-2, p. 65).
Beaucoup moins abondante. Andraitx. Bultó, etc.
13. **Phylloceras serum** OPP. sp. (ZITTEL, *Stramberg.*, p. 66, pl. VII, fig. 5-6).
Peu fréquent. Bendinat. S'Font (NOLAN).
14. **Phylloceras Benecke** ZITT. ap. (*Stramberg.*, p. 69, pl. VIII, fig. 6).
Les côtes principales s'individualisent plus près de l'ombilic et la forme paraît un peu moins comprimée dans notre seul échantillon. Calvia.
15. **Sowerbyceras Loryi** M.-CH. sp. (KILIAN, *Andalousie*, pl. XVII, fig. 3, pp. 636 et 843).
Toutes nos formes se distinguent nettement de *S. tortisulcatum* D'ORB. sp. Assez fréquent. Bendinat. Andraitx. Bultó. Dragonera. Solle-rich et environs. Balsas. Alfabia. Teix. Aumallutx (Majorque). Andreutx et Cabo Falcó (Ibiza).
16. **Lissoceras elimatum** OPP. sp. (ZITTEL, *Stramberg.*, pl. XIII, fig. 1, 7, p. 79).
Forme rare à Majorque. Bendinat (Majorque). — Cabo Falcó (Ibiza).
17. **Lissoceras tithonium** OPP. sp. (ZITTEL, *Stramberg.*, pl. XIV, fig. 1, 3, p. 32).
Rare. Bendinat.
18. **Lissoceras carachteis** ZEUSCHN. sp. (ZITTEL, *Stramberg.*, p. 84, pl. XV, fig. 1, 3).
Rare. Col d'Andraitx.
19. **Lissoceras** sp.
Très mauvais individus usés. Teix, Andraitx.
20. **Perisphinctes trimerus** OPP. sp. (FONTANNES, *Calc. du Château*, pl. IX, fig. 6).

Le seul échantillon que nous ayons eu entre les mains appartient à la collection NOLAN, et provient des environs d'Andraitx. Quoique nous ayons fait des réserves de principe sur les garanties que présentent les étiquettes de cette collection, nous croyons pouvoir admettre cette attribution. *P. trimerus* est connu jusque dans le Kimeridgien supérieur. (Crussol, Châtel-Saint-Denis.) L'échantillon pourrait au reste avoir été remanié.

21. **Perisphinctes (Ataxioceras) hypselocyclus** FONT. (*Calc. du Château*, p. 66, pl. X, fig. 1, 4).

Cette espèce, recueillie par NOLAN à Calvia dans un gisement que nous ne connaissons pas, apparaît nettement avec le faciès et le type du calcaire en fausse brèche claire que nous rapportons au Tithonique. Elle n'est pas connue au-dessus du Kimeridgien moyen, et la question peut se poser de savoir si les « fausses brèches » ont commencé à se former dès la fin de cet étage, ou bien si l'espèce de FONTANES a survécu ici jusqu'au Tithonique inférieur.

22. **Perisphinctes contiguus** ZITT. sp. non CAT. sp. (ZITTEL, *Aell. Tithonbild.*, p. 208, pl. XXXV, fig. 2).

Les formes nettement attribuables à cette espèce sont rares (Andraitx, P. Bultó, Vergé près S'Ondena). Mais le groupe est représenté, outre ses formes franches par les deux formes suivantes :

23. **Perisphinctes Deecke** KIL. (*Lure*, p. 416, fig. 55 et 56).

Outre des fragments douteux de cette espèce à côtes plus fines, à tours moins épais que celle de ZITTEL, nous en avons étudié de bons exemplaires provenant d'Andraitx (F.), P. Fátima (N.), Dragonera (F.)

24. **Perisphinctes** n. sp. cf. **contiguus** TOUCAS non ZITTEL. Faune des couches tith. de l'Ardèche, (*B. S. G. F.* (3), t. XVIII, 1890, p. 581, pl. XIV, fig. 4).

Avec un galbe assez voisin de celui de l'espèce de TOUCAS notre forme présente des côtes presque toujours bifurquées, pourvues au point de bifurcation, qui est plus rapproché de la partie ventrale que dans la figure de TOUCAS, d'une petite épine. Ce dispositif est net dès 20 millimètres de diamètre et paraît conservé plus ou moins irrégulièrement jusqu'au diamètre de 40 millimètres qui est celui de notre échantillon. Andraitx (N.)

25. **Perisphinctes pseudocolubrinus** KIL. (*Per. colubrinus* KIL., *Andalousie*, p. 649, pl. XXIX, fig. 1 et 2 = *Per. pseudocolubrinus* KIL., *Sisteron*, *B. S. G. F.* (3), t. XXIII, 1890, p. 679, non *A. colubrinus* REIN., espèce d'un niveau inférieur de l'Oolitique, non *Per. pseudocolubrinus* TOUCAS, forme tithonique identifiée à tort par TOUCAS à celle de M. KILIAN). Cette

espèce du reste assez polymorphe est représentée par des Ammonites mal conservées dans les couches d'Andraitx, P. Bultó, S^a Alfàbia.

26. **Perisphinctes Richteri** OPP. sp. (ZITTEL, *Stramberg.*, p. 108, pl. XX, fig. 9-12).

L'inflexion des côtes vers l'avant et leur sinus nous font rattacher à cette espèce des fragments divers. Bendinat. Andraitx. P. Bultó. Teix. Camp Gran (Alcudia).

27. **Perisphinctes geron** ZITT. sp. (*Aell. Tithonbild.*, p. 230, pl. XXXV, fig. 3).

Rare. Galilea. Aumallutx.

28. **Perisphinctes rectefurcatus** ZITT. sp. (*Aell. Tithonbild.*, p. 227, pl. XXIV, fig. 7).

Espèce connue à Cabra et en Italie, mais représentée à Majorque par un seul échantillon douteux de la fenêtre de Son Vergé sous le Trias de Son Cadeña.

29. **Perisphinctes Lorioli** ZITT. sp. (*Stramberg.*, p. 103, pl. XX, fig. 6, 8).

Le seul fragment de cette espèce que nous possédions correspond à un très gros individu et ses caractères sont peu nets. Bendinat (N.)

30. **Perisphinctes eudichotomus** ZITT. sp. (*Stramberg.*, p. 112, pl. XXI, fig. 6, 7).

Deux individus de Bendinat et du Teix se rapportent à ces figures. La faune de Dragonera nous en a donné un autre d'attribution plus douteuse.

31. **Perisphinctes transitorius** OPP. sp. (ZITTEL, *Stramberg.*, p. 103, pl. XXII, fig. 1, 6).

Cette espèce très fréquente en général dans les couches tithoniques, et particulièrement dans celles de l'Andalousie, est mal représentée à Majorque. Nous lui rapportons quelques exemplaires de S. Vida (F), S'Creu (N) et P. Fátima (N).

32. **Perisphinctes senex** OPPEL sp. (ZITTEL, *Stramberg.*, p. 113, pl. XXIII, fig. 1, 3).

Rare. S'Creu (N).

33. **Perisphinctes Gevreyi** TOUCAS (Faune des couches tithoniques de l'Ardèche, *B. S. G. F.*, 3^e série, t. XVIII, 1890, p. 583, pl. XIV, fig. 5).

Rare. Flanc Nord du P. Suro.

34. **Perisphinctes Pouzinensis** TOUCAS (*ibid* p. 584, pl. XIV, fig. 6). — Un peu moins rare Bendinat. Calvia.

35. **Perisphinctes Falloti** KIL. (*Andalousie*, p. 656, pl. XXIX, fig. 4). — Cette espèce de Cabra se retrouve à Andraitx où elle est représentée par un bon échantillon dû à NOLAN.

36. **Perisphinctes** n. sp. (voir FALLOT et TERMIER, *Céphalopodes nouveaux*, 1922). Bendinat.

37. **Perisphinctes Kobelti** NEUM. (*Die geog. Verbr. der Jura Foss.*, p. 82, pl. I, fig. 1).

Nos échantillons se rapportent très exactement aux formes tunisiennes signalées dans le Tithonique inférieur par PERVINQUIÈRE (*Et. pal. Tun.*, p. 23, pl. I, fig. 5). Cette espèce, qui

- ressemble par son port aux *Ammonites Navillei* et *Doublieri*, présente des côtes plus fortement incurvées vers l'avant, des sillons plus profonds, des tours plus bombés et des côtes passant la région siphonale sans s'interrompre.
38. **Perisphinctes adelus** GEMMEL. (*Fauna Juresi*, p. 51, pl. VIII, fig. 7).
Les fragments que nous rapportons à cette espèce ressemblent fort peu à la figure de Gemmellaro, mais au contraire beaucoup à celle que donne PERVINQUIÈRE sous ce nom (*Et. pal. Tun. Ceph. terr. sec.*, p. 23, pl. I, fig. 6). L'inclinaison des côtes vers l'avant, irrégulière, mais parfois très forte, leur bifurcation ayant lieu vers le diamètre de 80 millimètres, très près de la région siphonale, sont des caractères peu sensibles chez la forme type. Il serait intéressant de pouvoir établir, par la comparaison de plus nombreux exemplaires, si les *Ammonites tunisiennes* et de Majorque, qui les présentent nettement, ne sont qu'une variété de l'espèce italienne, ou si ces différences sont d'ordre spécifique.
39. **Perisphinctes Gudjensirensis** WAAG. (*Kutch.*, pl. XXXIV).
Assez grande forme qui ne peut être identifiée avec aucune autre. Ignorant à quel niveau elle appartient, nous ne pouvons savoir si elle est ici à sa place ou remaniée. Ce fossile paraît toutefois être bien conservé. Fátima (N.)
40. **Nebrodités¹ torcalensis** KIL. sp. (*Andalousie*, p. 629, pl. XXXV, fig. 6).
Cette forme trouvée dans la zone à *Aspidoceras acanthicum* de l'Andalousie est ici mêlée à une majorité de fossiles tithoniques (*Per. contiguus*, *Per. Geron*, *Per. Deecke*, *Per. pseudocolubrinus*, etc.). Un exemplaire de Bendinat est d'attribution douteuse. Ceux de Dragonera et du P. Bultó sont mieux caractérisés.
41. **Nebrodités agrigentinus** GEMMEL. sp. (*Fauna Juresi*, pl. VI, fig. 7, 8).
Cette espèce, ou une forme très voisine, que nous ne connaissons dans Majorque qu'au P. Bultó, où elle est mêlée, avec le *Nebrodités torcalensis*, à une faune tithonique, a été décrite dans la zone à *Asp. acanthicum*.
42. **Nebrodités cf. venetianus** ZITTEL. sp. (*Aelt. Tith.*, p. 221, pl. XXXIII, fig. 8).
Ce n'est qu'à titre d'indication que nous citons sous ce nom de mauvais fragments. Nous n'en aurions pas fait mention si une de nos *Ammonites* ne s'était trouvée très voisine du *Nebrodités cf. venetianus*, figuré pl. I, fig. 10, par PERVINQUIÈRE, et si cette analogie n'était intéressante, quant à la répartition géographique de ces formes ambiguës.
43. **Nebrodités Guilhaerandensis** FONT. sp. (*Calcaires du Château*, p. 82, pl. II, fig. 10.)
Un fragment douteux du Teix (N.)
Cette forme n'est encore connue que dans la zone à *A. acanthicum*.
44. **Nebrodités** sp.
Plusieurs fragments assez gros d'*Ammonites* très évolutés à sillon accusé, à côtes interrompues ventralement, paraissent devoir être rapportés à ce genre. Ils proviennent d'Andraitx, P. Bultó et Dragonera. Un fragment pyriteux de S. Vicente (Ibiza).
45. **Simoceras volanense** OPP. sp. (ZITTEL., *Aelt. Tith.*, p. 213, pl. XXXII, fig. 7, 9. Grand fragment de loge très caractéristique. S. Vida.
46. **Simoceras strictum** CATULLO sp.
Vu l'imperfection de la figure de CATULLO, nous nous référons à ZITTEL (*Aelt. Tithonbildung*, p. 209, pl. XXXII, fig. 4). Moules lisses, sillons fortement inclinés par incurvation vers l'avant, tours très évolutés, port du *Lytoceras quadrisulcatum*, mais cloisons typiques du genre *Simoceras* s. str. avec remontée des éléments accessoires vers l'avant. Cette forme du Lac de Garde, de Rovereto et du M. Catria, n'est connue ni en Andalousie, ni en Algérie.
Galilea (N.), S. Font (N.), La Victoria (Alcudia) (F.)
47. **Simoceras biruncinatum** ZITTEL. sp.
Espèce commune dans le Tithonique, mais rare à Majorque, où nous ne la connaissons que par un exemplaire très typique, quoique incomplet, provenant d'Alcudia (?).
48. **Peltoceras Fouquei** KILIAN (*Andalousie*, p. 631, pl. XXXVI, fig. 2). — Forme très caractéristique et paraissant atteindre le Tithonique. Les échantillons de Majorque [P. Bultó (F.), S'Font (N.), Balsans (N.), S^a Alfàbia (F.)] ne paraissent pas remaniés, et malgré le peu de certitude que nous avons, quant aux couches rouges de Majorque, il semble que *Peltoceras Fouquei* remonte ici comme en Tunisie (PERVINQUIÈRE), dans la Drôme et aux alentours de Murcie jusqu'au Tithonique.
49. **Peltoceras bicristatum** RASP. sp. (QUENST., *Der Jura*, pl. LXXVI, fig. 9).
Cette forme est représentée par deux individus d'attribution certaine provenant du Teix et de Fátima (NOLAN). Nous discutons ailleurs sa présence ici, qui est due à un remaniement.
50. **Peltoceras (Himalayites?)** sp.
Ammonite à tour trapézoïdal, de petite taille, dont la région ventrale est à peine bombée,

¹ BURCKHARDT (Faunes jurassique et crétacique de San Pedro del Gallo, *Bol. Inst. Geol. Mex.*, p. 83) sépare sous ce nom les formes périsphinctoïdes, évolutés, à sillons, à côtes fortes, mais interrompues sur la partie ventrale que, depuis GEMMELLARO, on a rattachées au genre *Simoceras*. Il rend ainsi à ce dernier sa signification précise primitive, telle qu'elle fut définie par ZITTEL (*Aelt. Tithon.*, p. 81).

- dont l'ombilic est en cône largement évasé et dont les flancs sont réduits à une succession de tubercules ou d'épines nombreux et aigus. Cette Ammonite rappelle, quoique avec un ombilic plus régulier et des tubercules plus nombreux, la forme mentionnée plus loin sous le nom de *Himalayites kasbensis* POMEL sp. Elle en diffère pourtant si nettement que nous ne savons pas même s'il faut la placer parmi les *Himalayites*. — Bultó.
51. **Hoplites (Himalayites) microcanthus** OPP. sp. (ZITTEL, *Stramberg.*, p. 93, pl. XVII, fig. 1, 5). Plusieurs bons échantillons de cette espèce, en général de petite taille. Bendinat, Andraitx, S. Vida, Cabrera.
52. **Hoplites (Himalayites) Kollikeri** OPP. sp. (ZITTEL, *Stramberg.*, p. 95, pl. XVIII, fig. 1, 2). Un exemplaire de Cabrera.
53. **Stephaeceras (Himalayites) aff. kasbensis** POMEL (*Céph. de Lamoricière*, p. 79, pl. X, fig. 1, 2; pl. XI, fig. 5, 7; pl. XII, fig. 8, 9). Notre unique échantillon, provenant de Bendinat, est très semblable à des formes de la Drôme (Col du Tat), qui paraissent ne ressembler à aucune autre espèce qu'à celle-ci, pour autant que les mauvais fragments de gros individus figurés par POMEL puissent servir utilement de point de comparaison. Bendinat.
- A cette forme s'ajoute un jeune, pourvu d'un sillon légèrement incurvé vers l'avant, dans la partie ventrale, et qui laisse deviner des côtes en fuseau réunissant les épines opposées.
54. **Spiticeras Correardi** KILIAN (DJANELIDZÉ, *Spiticeras du S.E. de la France*, pl. XIII, fig. 3). Deux exemplaires de Bendinat.
55. **Spiticeras (Proniceras) pseudo-groteanum** DJANELIDZÉ (*ibid.*, pl. III, fig. 2 et 3). — S'Creu (N.) Provenance douteuse.
56. **Spiticeras (Negreligeras) sub-negreli** DJANELIDZÉ (*ibid.*, pl. VI, fig. 4, pl. VII, fig. 1). — Un exemplaire de San Juan. (Coll. HERMITE.)
57. **Spiticeras ?** Andraitx.
58. **Berriasella privasensis** PICTET sp. (*Mel. Pal.*, p. 84, pl. XVIII, fig. 1, 2). — Col d'Andraitx, S. Vicente et Cabo Martinet (Ibiza).
59. **Berriasella carpathica** ZITT. sp. (*Stramberg.*, p. 107, pl. XVIII, fig. 4, 5). — Nos formes, sans atteindre à la costulation si fine et au galbe évoluée de la variété *gracilis* PERVINQUIÈRE (*Céph. Terr. sec. Tun.*, p. 37, pl. II, fig. 13), réalisent, pour une bonne part, le type transitoire entre l'espèce et sa variété figurée par M. KILIAN (*Andalousie*, pl. XXX, fig. 1). Bendinat. Andraitx. Teix. — Échantillons pyriteux du Cabo Martinet (Ibiza).
60. **Berriasella Calisto** D'ORB. sp. (*Pal. fr. Terr. jur.*, pl. CLXIII, fig. 1, 2). — Nos formes se rapprochent beaucoup de celle figurée par M. KILIAN (*Andalousie*, p. 661, pl. XXXI, fig. 3). Bendinat, Teix. D'autres, souvent dans le même gisement, présentent le type à côtes écartées figuré par ZITTEL (*Stramberg.*, pl. XX, fig. 1, 5), et dont M. KILIAN a fait l'espèce *B. Oppeli*.
61. **Berriasella Oppeli** KIL. sp. — Bendinat. Andraitx et Cabo Martinet (Ibiza).
62. **Berriasella cf. Oppeli** KIL. sp. — Andraitx. Cap Falco (Ibiza).
63. **Berriasella subcalista** TOUCAS (*B. S. G. F.* (3), t. XVIII, 1890, p. 601, pl. XVII, fig. 3, 4). — Cap. Falcó (Ibiza).
64. **Berriasella cf. chomeracensis** TOUCAS sp. (*B. S. G. F.* (3), t. XVIII, 1890, pl. XVII, fig. 7, 8). — Fuente de la Victoria (Alcudia) (N.) et Andraitx (Ibiza).
65. **Berriasella aff. prava** SCHNEID (THÉODORE SCHNEID, *Die Ammoniten Fauna des Obertithonischen Kalke von Neunburg a. D.*, p. 71, pl. II, fig. 6). Ce n'est qu'après avoir fouillé toute la littérature que nous avons abouti à un rapprochement peu satisfaisant de notre espèce et de celle de SCHNEID. Il ne suffit pas néanmoins à démontrer de façon péremptoire l'arrivée dans la partie occidentale de la Méditerranée occidentale de représentants de la faune très spéciale du Tithonique supérieur d'Autriche et de Bavière. Est Aumedra (N.)
66. **Berriasella abscissa** OPP. sp. (ZITT., *Stramberg.*, p. 97, pl. IX). Cabo Falcó (Ibiza).
67. **Berriasella n. sp.** Voisine de *B. Botellæ* KIL. sp. et *B. delphinensis* KIL. sp., mais dont le fait que nous n'en possédons qu'un mauvais exemplaire nous empêche d'en tenir autrement compte qu'en signalant ces affinités. Andraitx.
68. **Neocomites cabrensis** KILIAN sp. (= *N. occitanicus* TOUCAS (non PICT.) *B. S. G. F.*, 3^e série, t. XVIII, 1890, pl. XVIII, fig. 5). Un échantillon tout à fait semblable aux formes de même type qui se trouvent à Cabra et que nous avons recueilli dans le Tithonique supérieur de Son Vida.
69. **Thurmannia Malladæ** KILIAN sp. (*Andalousie*, p. 669, pl. XXXI, fig. 6). Rare. Bendinat.
70. **Acanthodiscus Chaperi** PICT. sp. (*Mel. pal.*, pl. XXXVII, fig. 1, 3). — Nos échantillons se rapprochent davantage des figures données par M. KILIAN (*Andalousie*, p. 666, pl. XXX, fig. 5 et 31, fig. 1), et qui correspondent du reste à des moulages d'originaux. Cette espèce, qui se trouve à Majorque dans les gisements de Bendinat, Son Vida et Serreta de Cala Blanca (Andraitx), est ici, comme en Andalousie, le chef de file de formes qui lui sont étroitement apparentées, parmi lesquelles nous avons à mentionner les deux suivantes :

71. **Acanthodiscus Tarini** KILIAN sp. (*Andalousie*, p. 667, pl. XXX, fig. 4).
Rare. Bendinat.
72. **Acanthodiscus Castroi** KILIAN sp. (*Andalousie*, p. 665, pl. XXXII, fig. 5).
Rare. Bendinat.
73. **Acanthodiscus Euthymi** PICT. sp. (*Mél. pal.*, p. 76, pl. XIII, fig. 3).
Rare. Andraitx.
74. **Acanthodiscus Euthymi** TOUCAS sp. non PICTET (TOUCAS, *B.S.G.F.* (3), t. XVIII, 1890, p. 605, pl. XVIII, fig. 7).
La rareté de nos matériaux nous empêche d'observer si des transitions réunissent l'espèce type aux formes décrites sous ce nom par TOUCAS. Il semble que le degré de différenciation entre elles soit au moins de l'ordre de la variété. Bendinat.
75. **Kilianella lucensis** SAYN (*Am. créi. S.E. de la France*, p. 50, pl. IV, fig. 17, 20). Deux beaux individus correspondant bien aux figures et au moulage du type ont été recueillis par NOLAN à Aumallutx. Cette forme valanginienne se retrouve à Cabrera et dans le Tithonique des chaînes subalpines (collection LAMBERT, Fac. Sc. Grenoble).
76. **Berriasella (?) rjasanensis** NIKITIN (*les Vestiges du Crétacé dans la Russie centrale*, p. 91, pl. I, fig. 1).
Nos Ammonites, très écrasées, présentent bien les fortes côtes largement bifurquées du type de NIKITIN.
Cette forme, signalée par M. GEVREY à Chomérac et retrouvée depuis dans le Diois, est une des espèces du Tithonique supérieur qui sont communes au bassin méditerranéen et au bassin russe. Il serait très intéressant que des récoltes plus abondantes vinssent confirmer le fait de sa présence en Espagne. P. Bulto.
77. **Berriasella (?) subrjasanensis** BOGOWLOWSKY non NIKITIN non PETITCLERC (BOGOWLOWSKY, *Rjasan-horizont*, p. 84, pl. V, fig. 6).
NIKITIN a, sous ce nom, distingué une espèce qui diffère essentiellement de *H. rjasanensis* par l'adjonction à l'ornementation de cette forme de côtes intercalaires simples, à peu près radiales, comme les côtes principales. Or, les figures de BOGOWLOWSKY montrent au contraire un accroissement du nombre des côtes, toutes bifurquées, et leur inflexion très nette vers l'avant. Ce caractère est encore exagéré dans la forme, malheureusement unique, mais bien conservée, que NOLAN a trouvée à S'Font.
Plus encore que la précédente, cette Ammonite nous permet de noter la très large répartition en latitude des Ammonites de Rjasan et de la région de Moscou.
78. **Aspidoceras avellanum** ZITTEL sp. (*Aelt. Tithonbild.*, p. 204, pl. XXXI, fig. 2 et 3). Forme assez commune en Andalousie, mais rare à Majorque. Calvia et Balsas. (N.)
79. **Aspidoceras cyclotum** OPP. sp. (ZITTEL, *Aelt. Tithonbild.*, p. 20, pl. XXX, fig. 2, 5).
Rare, comme du reste en Andalousie. Cabrera. (N.)
80. **Aspidoceras altenensis** D'ORB. sp. (*Pal. fr. Terr. jur. Céph.*, p. 537, pl. CCIV).
Forme kiméridgienne, rare, que nous ne connaissons que dans la Sierra Alfabia. (N.) Elle atteint le Tithonique aux confins de l'Ombrie et de la Marche.
81. **Aspidoceras liparum** OPPEL (*Pal. Mitt.*, p. 220, pl. LIX, fig. 1).
Comme la précédente, cette espèce est fréquente dans le Kiméridgien, mais atteint le Tithonique. Elle n'a été trouvée qu'au Teix par NOLAN.
82. **Aspidoceras iphicerum** OPP. sp. (ZITTEL, *Aelt. Tithonb.*, p. 193, pl. XXX, fig. 1, et surtout OPPEL, *Pal. Mitt.*, V, p. 218, pl. LX, fig. 2).
Cette forme assez répandue en Italie et en Galicie atteint la couche à *Pygope diphya*. Andraitx.
83. **Aspidoceras Piccininii** ZITTEL (*Sramberg.*, p. 29, fig. 5).
Cité du M^e Catria (Tithonique), a été recueilli au P. Fátima de Valldemosa par NOLAN.
84. **Pachyceras Irius** D'ORB. sp. (*Pal. fr. Terr. jur.*, p. 562, pl. CCXXII).
Forme impossible à confondre, répandue à la base du Tithonique dans le bassin de Paris, signalée par PAQUIER, à Saint-Pancrasse, dans l'Isère; n'a jamais été retrouvée dans des régions aussi méridionales que les Baléares.
P. Cuba. N. Il y a peu de chance pour que cette Ammonite ne provienne pas de Majorque, vu la nature de la roche et l'étiquette qu'elle portait.
85. **Oppelia collegialis** OPP. sp. (ZITTEL, *Aelt. Tithonbild.*, p. 183, pl. XXVI, fig. 17, 18).
Un seul échantillon d'Andraitx.
86. **Oppelia lithographica** OPP. sp. (ZITTEL, *Aelt. Tithonbild.*, p. 187, pl. XXVIII, fig. 21).
Rare. Bendinat.
87. **Neumayria cf. subcallicera** GEMMEL. (*Zona con Aspid. Acanth.*, p. 38, pl. VI, fig. 4).
Un bel échantillon de Bendinat, assez usé, mais montrant bien les côtes en lunules à la périphérie et les bourrelets radiaux émoussés. Toutefois l'ombilic est plus étroit que dans la figure de Gemmellaro.
88. **Neumayria trachynota** OPPEL sp. (*Pal. Mitt.*, p. 214, pl. LVI, fig. 4).
Un seul fragment portant deux côtes typiques et leurs nodules. Cette forme monte du Kiméridgien dans le Tithonique. Andraitx.
89. **Neumayria nobilis** OPPEL sp. (*Sch. mit. Aspid. Acanth.*, p. 167, pl. XXXII, fig. 3, 4).
Forme assez rare de l'Apennin, de Crussol, etc.; du Kiméridgien au Tithonique à P. Janitor.

- Outre un exemplaire assez petit (60 millimètres), nous possédons des fragments beaucoup plus gros, qui paraissent pouvoir être rapportés à cette même forme, et qui témoignent chez l'adulte d'une forte tendance vers un type évolutive. Andraitx.
90. **Neumayria** n. sp. se rapprochant de la forme figurée par ZITTEL (*Stramberg.*, pl. XXVIII, fig. 22, sous le nom de *cf. Haerberleini* OPP.). Cabo Falcó (Ibiza).
91. **Waagenia Beckeri** NEUM. sp. (*Die ch. Smit. Aspidoceras acanthicum*, p. 202, pl. XXXVIII, fig. 3, 4).
Cette forme dont nous n'avons eu entre les mains qu'un exemplaire, provient de Bendinat. Elle appartient au Kiméridgien supérieur. Nous ne croyons pas qu'elle atteigne le Tithonique inférieur. Sa présence est à mettre en relation avec les diverses formes kiméridgiennes citées ici qui accompagnent à Dragonera, P. Bultó, Andraitx, le Tithonique franc.
92. **Aptychus latus** PARK. (PICTET, *Mél. Pal.*, pl. XCIII, fig. 1, 4).
Assez fréquent, en particulier à Andraitx (Majorque). Andreutx (Ibiza).
93. **Aptychus punctatus** VOLTZ (ZITTEL, *Stramberg.*, p. 52, pl. I, fig. 15).
Très fréquent : Andraitx, Bendinat, Galilea, Fatima, Balsas, Teix, Aumallutx.
94. **Aptychus Beyrichi** OPPEL (ZITTEL, *Stramberg.*, p. 54, pl. I, fig. 16, 19).
Assez rare. Mais se retrouve à Ibiza.
95. **Aptychus imbricatus** V. MEYER.
Rare. Son Vida du Tithonique supérieur.
96. **Belemnites (Hibolites) hastatus** BLAINV. (*Mém. s. les Bélemnites*, p. 71, pl. I, fig. 4, pl. II, fig. 4).
Deux exemplaires de la région de Bendinat. N.
97. **Belemnites (Neohibolites) semicanaliculatus** BLAINVILLE (*ibid.*, p. 67, pl. I, fig. 13).
Diffère fort peu de la précédente à laquelle elle succède dans le temps; est particulièrement répandue à Majorque, Bendinat, Andraitx, chemin d'Escapdella à Andraitx par S. Estret (N.), Aumallutx, Calvia, Camp Gran. C'est sans doute à elle qu'il faudrait rapporter de mauvais fragments provenant de Dragonera.
98. **Belemnites (Duvalia) conophorus** OPPEL (ZITTEL, *Stramberg.*, p. 34, pl. I, fig. 2).
Attribution à vérifier sur de meilleurs échantillons. Bendinat (N.).
99. **Belemnites (Duvalia) Datensis** E. FAYRE. (*Tith. Alpes Fribourg*, p. 16, pl. I, fig. 7, 11).
Rare. Andreutx. Ibiza.
100. **Belemnites (Duvalia) Orbignyi** DUVAL-JOUE, p. 65, pl. VIII, fig. 4, 9.
Notre forme ressemble, vue face au sillon, à la figure 12 de TOUCAS (Faune Tith. de l'Ard., *B.S.G.F.*, (3), 18, 1890, p. 587, pl. XV, fig. 1), mais son profil est plus symétrique. Le sillon descend extrêmement bas. Brèche de la Creu (?) (N.).
101. **Belemnites (Duvalia) ensifer** OPP. (ZITTEL, *Stramberg.*, p. 36, pl. I, fig. 10, 11).
Cette forme, assez variable, présente à Majorque aussi bien le type représenté figure 10 que la variété de la figure 11. Bendinat, Andraitx, Chemin d'Escapdella à Andraitx par S. Estret (N.).
102. **Belemnites (Duvalia) Deeckeii** KILIAN (*Andalousie*, p. 636, pl. XXVI, fig. 5). Rare. Andreutx (Ibiza).
103. **Belemnites** sp.
Nous avons recueilli de très nombreux fragments de Belemnites dans à peu près tous les gisements de Tithonique, mais trop mauvais pour être déterminés.
104. **Pygope diphya** F. COL. sp. (PICTET, *Mél. Pal.*, p. 166, p. XXXI).
Nous ne possédons cette forme que de Bendinat, Aumallutx et de la Fuente de la Victoria (Alcudia); elle est associée à *P. janitor* PICT. sp. Les dislocations tectoniques locales et surtout le fait que ces fossiles, recueillis par NOLAN pour la plupart, ne portent pas d'indication de couche, laissent dans l'ombre la question de leur niveau précis. Toutefois, dans les échantillons de NOLAN, on reconnaît un calcaire dur exactement semblable à celui, nodulo-marneux, blanc ou verdâtre, qui paraît constituer la partie supérieure des assises tithoniques. Au contraire, sauf un exemplaire de NOLAN provenant de Bendinat, nous ne connaissons pas de *Pygope* dans les couches roses ou rouges du Tithonique, couches qui paraissent en constituer la base.
105. **Pygope diphyoides** PICT. sp. (*Mél. Pal.*, pl. XXXI). Rare. Indique d'ailleurs le Berriasien. Cala Moltons (Ibiza).
106. **Pygope janitor** PICTET sp. (*Mél. Pal.*, p. 661, pl. XXIX).
Cette espèce plus répandue, sinon plus fréquente que la précédente, a été trouvée à Galilea (N.), Creus (N.), Aumallutx (N.), Fuente de la Victoria (Alcudia) (N.). A Creus, elle est associée à *Pygope triangulus* et *P. Catulloi*. On a vu qu'ailleurs elle accompagne la *P. diphya*. On la retrouve à Ibiza (Cala Moltons).
107. **Pygope triangulus** LMK. sp. (PICTET, *Mél. Pal.*, p. 180, pl. XXXIV).
Rare. S'Creu. (N.).
108. **Pygope Catulloi** PICTET sp. (*Mél. Pal.*, p. 171, pl. XXXII, sous le nom de *Ter. dilatata*, voir *ibid.*, p. 202). Rare. Creus (N.), Fatima.
109. **Pygope euganeensis** PICT. sp. (*Mél. Pal.*, p. 183, pl. XXXIV, fig. 7).
Rare. S. Vida.
110. **Pygope Bouei** ZEUSCHN. sp. (ZITTEL, *Aelt. Tith.*, p. 249, pl. XXXVII, fig. 15-24).

- Rare. Nous ne l'avons trouvée qu'à Andraitx où nulle autre Pygope ne nous est connue.
111. **Hemicidaris Zignoi** COTT. (COTTEAU in ZITTEL, *Aelt. Tith.*, p. 272, pl. XXXIX, fig. 9).
Peu répandue, cette forme, si bien caractérisée par ses radioles, nous est connue à Bendinat et à Aumallutx.
112. **Metaporhinus convexus** COTT. (*ibid.*, p. 269, pl. XXXIX, fig. 1-4).
Cette forme largement répandue est connue d'un grand nombre de gisements depuis les Carpathes à l'Andalousie. Elle est assez rare à Majorque Aumallutx (N.).
113. **Collyrites friburgensis** OOST. (*ibid.*, p. 370, pl. XXXIX, fig. 5 et 6).
Rare à Majorque. Ferme de Sa Eulalia près S. Muntaner.
114. **Collyrites Verneuilli** COTT. (*ibid.*, p. 272, pl. XXXIX, fig. 7-8).
Plusieurs échantillons tous mal conservés présentent en gros les caractères du galbe et de la face inférieure de cette espèce. Toutefois leur section horizontale est plus arrondie. Leur état de conservation est trop défectueux pour en permettre l'étude. Andraitx (N. et F.), Alfabia (F.).
115. **Anisocardia tyrolensis** ZITT. (*Aelt. Tith.*, p. 238, pl. XVI, fig. 9).
Mauvais moule provenant du Teix.
116. **Inoceramus strambergensis?** BOEHM (*Die Bivalven der Stramberger Schichten*, p. 595, pl. LXVII, fig. 2).
Mauvais échantillon d'attribution douteuse. Bendinat.
117. **Corbula Pichleri** ZITT. (*Aelt. Tith.*, p. 237, pl. XXXVI, fig. 8).
Petit moule d'attribution douteuse. S. Vida.
118. **Rhynchonella** groupe **Malbosi-contracta**.
Plus aliforme, moins nettement costulée, variété nouvelle. Cala Moltons.

C. RÉPARTITION DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR SUR LE POURTOUR DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

Le Jurassique supérieur de la partie orientale de l'Espagne et de l'Afrique du Nord est encore plus imparfaitement connu que les autres terrains. Nous ne possédons guère qu'un petit nombre de données précises entre lesquelles tout élément de raccord fait défaut.

Dans le Bassin de l'Ebre, les formations du Jurassique moyen supportent une série continue, dont les divers niveaux sont datés par leurs Ammonites caractéristiques et qui atteint le Kiméridgien. M. HAUG et ROBERT DOUVILLÉ ont, déjà depuis longtemps, attiré l'attention sur l'extraordinaire ressemblance des dépôts oxfordiens et rauraciens de ces régions aragonaises avec ceux de l'Europe centrale (Trept) et de Birmensdorf, Rians, Chabrière, etc. Cette analogie existe aussi pour l'Oxfordien de l'île d'Ibiza, mais alors que la sédimentation paraît se poursuivre en Aragon, par tous ses termes, du Callovien et de l'Oxfordien, ce n'est que la zone supérieure de ce dernier terrain qui repose, transgressive, sur le Trias d'Ibiza.

Les montagnes que traverse le cours inférieur de l'Ebre vers Cardó ne nous ont fourni aucune preuve certaine de l'absence des niveaux inférieurs du Jurassique supérieur, mais nous avons signalé dans une note en collaboration avec MM. FAURA Y SANS et BATALLER, que seuls 30 à 40 mètres de dolomies séparent les couches fossilifères du Bajocien du niveau séquanien à faune de Baden. Cette faible épaisseur de sédiments correspondrait donc à trois étages qui sont, ailleurs, puissamment représentés. Il convient toutefois de noter que, à 30 kilomètres de ce point, M. BATALLER a découvert des couches oxfordiennes parfaitement datées par leurs Céphalopodes. Nous avons émis l'hypothèse que, dans tout ce bassin inférieur de l'Ebre, le faciès dolomitique a dû envahir le Jurassique supérieur et peut-être le Néocomien, seules, quelques lentilles de sédiments marno-calcaires à Céphalopodes demeurant localement intercalées dans ces assises stériles. Nous croyons que ce régime se poursuit jusque vers le Sud de la Province de Valence. Nous y avons, en effet, recueilli et mentionné avec M. GIGNOUX quelques Ammonites séquanienues, dont le gisement paraît être constitué par des couches marno-calcaires qui reposent sur des dolomies formant une série continue depuis le Lias moyen, et qui supportent de nouvelles assises de dolomies sombres. Ni en ces environs de Tabernes de Valldigna, ni vers Cardó, nous n'avons connaissance de couches portlandiennes datées par des fossiles.

Il faut atteindre Majorque et Ibiza d'une part, la Sierra Mariola et celle de Crevillente d'autre part, pour rencontrer le Tithonique qui apparaît alors avec des caractères nettement méditerranéens en opposition frappante avec le type jurassien, argovien, de l'Oxfordien et du Séquanien.

L'Oxfordien à bivalves et *Perisphinctes plicatilis* auct. affleure dans les petites masses jurassiques

des abords de Hellin, sur le bord septentrional de la zone subbétique. Les patientes recherches de M. JIMENEZ DE CISNEROS ont amené la découverte des principaux termes du Jurassique moyen dans la Province d'Alicante, aux alentours de Aspe et dans la Sierra de Crevillente [140, 142]. Dans cette dernière montagne il cite :

Perisphinctes plicatilis auct.
Peltoceras transversarium QU. sp.
Peltoceras Toucasi D'ORB. sp.
Simoceras (*Nebroditis*) *torcalensis* KIL. sp.
Neumayria trachynota OPP. sp.
Phylloceras Thetys D'ORB. sp.

Phylloceras semistriatum D'ORB. sp.
Aspidoceras allenense D'ORB. sp.
Aptychus lævis V. MEYER.
Aptychus punctatus VOLTZ.
Pygope Janitor PICT. sp.
Pygope Bouei OPP. sp.

Aux alentours d'Aspe, le Tithonique, seul, a fourni une faune caractéristique.

Doit-on admettre, d'après ces données encore incomplètes, que la série stratigraphique est représentée en totalité, ou bien y a-t-il ici comme à Majorque probabilité de remaniement de fossiles et d'émersion anté-tithonique? La question se complique par le fait que nous demeurons dans l'incertitude quant à la nature exacte des phénomènes tectoniques qui ont troublé les rapports naturels des terrains. Dans ce cas, cette tectonique n'étant pas encore éclaircie, on ne peut rien préjuger des rapports véritables et de la succession des terrains de Jurassique supérieur.

Vers le S.O. le problème n'est pas moins troublant.

M. JIMENEZ DE CISNEROS cite vers Murcie *Per. basilicæ* E. FAVRE sp., forme du Séquanien supérieur.

La Mission d'Andalousie a relevé l'existence, entre le Bathonien et le Tithonique, d'une masse importante de calcaires qui jouent un rôle stratigraphique considérable dans toute la zone subbétique, mais MM. KILIAN et BERTRAND n'ont trouvé qu'un niveau fossilifère correspondant au Kiméridgien. Par contre, dans diverses collections ils ont relevé la présence de *Peltoceras bicristatum* RASPAIL sp., qui semble indiquer que, bien que plus rarement fossilifères, les couches de base de l'Oolithique moyen existent aussi et que la série stratigraphique a des chances d'être complète.

En Andalousie septentrionale, ROBERT DOUVILLÉ admet que, dans la masse charriée, la série stratigraphique est complète; NICKLÈS croyait le Jurassique supérieur transgressif dans les abords de Valence et d'Alicante.

DOUVILLÉ admet que dans les géosynclinaux des lacunes stratigraphiques peuvent exister sans que la mer ait cessé de demeurer fort profonde en ces endroits. La croyance dans l'existence d'un géosynclinal entre la Province de Grenade et celle de Valence porterait à expliquer de même, par leur extrême minceur, l'absence apparente des sédiments du Jurassique supérieur qui paraissent manquer. Mais la question est justement de savoir si vraiment il a existé une fosse profonde permanente à *sédimentation bathyale* dans cette zone de la Péninsule espagnole. Cela n'est pas démontré.

Les travaux déjà cités de M. JUAN CAVALA semblent, d'autre part, établir que le régime de sédimentation calcaire sans fossiles se poursuit jusque dans la Province de Cadix.

Quant à l'étendue et à la nature des formations du Jurassique dans le Maroc, nous demeurons encore dans l'incertitude. Au N. de Meknès, il n'existe pas de sédiments jurassiques postérieurs au Bajocien. Mais, dans le Maroc occidental, M. GENTIL a signalé depuis plusieurs années des niveaux à Brachiopodes et à Bivalves. Il faut gagner le sahel d'Oran pour retrouver des schistes attribuables aux terrains postérieurs au Bathonien, d'après M. HAUG, mais dont l'âge est encore contesté. Des dépôts à faciès récifal forment une longue bande dans le Sud de l'Algérie. Leurs relations avec des couches à Céphalopodes transgressives qui apparaissent vers Batna ne sont pas encore connues. Enfin, ce n'est que dans la Province de Palerme que l'on atteint une région, proprement géosynclinale, où la sédimentation se maintient constante depuis le Trias.

En Tunisie, PERVINQUIÈRE admet que la sédimentation s'est trouvée interrompue du Bajocien au Tithonique, sauf en deux points où il a relevé au Sud de Tunis la présence de l'Oxfordien, non suivi d'ailleurs de dépôts du Kiméridgien ou du Séquanien, étages qui font défaut d'une manière tout à fait générale. Ces analogies avec Majorque sont dignes d'attention.

Le Tithonique manifestement transgressif est bien représenté par deux niveaux. L'inférieur comporte, outre les fossiles classiques, une série de formes d'affinités anciennes citées en d'autres lieux dans la zone dite à *Aspidoceras acanthicum* et qui ont pour nous le grand intérêt de se trouver mêlées, ici comme à Majorque, à la faune tithonique franche. Ce sont en particulier *Peltoceras Fouquei* KIL., *Perisphinctes Hodiernæ* GEMMEL., etc.

Comme à Majorque encore, ce Tithonique, transgressif sur des lambeaux d'Oxfordien et succédant à une émergence séquanienne et kiméridgienne, présente le faciès des « fausses brèches » roses ou rouges de Cabra en de nombreux points ; le niveau supérieur à *Berriasella Calisto* D'ORB. sp. est, comme à Majorque, formé de fausses brèches grises ou verdâtres passant vers le haut au Berriasien.

En somme, sauf dans les Provinces de Murcie, Grenade et (?) Cordoue, où la série Jurassique paraît être complète, la sédimentation se montre discontinue au cours du Jurassique supérieur dans le S.E. de l'Espagne comme en Tunisie. Ce régime hésitant, qui fait penser que la haute mer se trouvait sans doute entre ces deux zones plus ou moins littorales, est suivi au Tithonique d'un épisode transgressif — caractérisé par des fausses brèches — qui est particulièrement net dans l'O. de la Province d'Alicante, à Majorque et en Tunisie. Au contraire, les régions qui comportent des sédiments oxfordiens et séquaniens à faciès jurassien, telles que le bassin aragonais et le S. de la Province de Valence, montrent un Tithonique soit franchement régressif (Montes Universales), soit formé de calcaires plus ou moins gréseux ou dolomitiques. Le faciès récifal du Tithonique si bien représenté sur la bordure des fosses profondes dans le S.E. de la France n'est pas encore connu ici. On ne le retrouve que dans le S.E. de l'Algérie et en Tunisie, ainsi que sur la côte Est de la Sardaigne.

D. HYPOTHÈSES RELATIVES A LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR DANS LE BASSIN DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

On ne saurait laisser, malgré le peu de renseignements que l'on possède, de tenter une première coordination des observations qui viennent d'être résumées.

La transgression bajocienne avait complété ou accentué les communications du bassin aragonais avec la mer cantabrique. Elle avait en partie recouvert la terre émergée qui paraît avoir uni, au Lias, l'Est de la Province d'Alicante, Ibiza, le Sud de Majorque à la terre corso-sarde-provençale. Mais une zone émergée a dû persister de la province d'Alicante à Ibiza et des abords de Minorque à la Sardaigne durant le Jurassique moyen et au début du Jurassique supérieur. Dès la fin du Bathonien, une partie des régions à l'Orient de Majorque a, d'autre part, subi les effets de la régression, le N.O. de l'île demeurant partiellement occupé par les eaux. La transgression callovienne ne paraît pas se faire sentir ici ; par contre, ce sont les couches supérieures de l'Oxfordien qui apparaissent transgressives dans le S.O. de la Province d'Alicante et à Ibiza. Les listes concernant ce terrain, dans la Sierra de Crevillente, sont trop incomplètes pour qu'on puisse définir son faciès, mais la faune d'Ibiza témoigne d'affinités très étroites avec celles du bassin aragonais, dont la ressemblance avec l'Argovie et Trept est à juste titre célèbre. La proportion des *Phylloceras* et *Lytoceras* ne dépasse pas celle dont témoignent les travaux de FAVRE, DE LORIOU et DE RIAZ pour les Alpes, le Jura et le S.E. de la France. Mais nous ne croyons pas qu'aucun *Quenstedticeras* ou *Cardioceras* des faunes septentrionales ait été trouvé dans les gisements espagnols. Les analogies du bassin aragonais et de ses dépendances avec le Jura suisse et souabe persistent durant assez longtemps, en particulier jusqu'au Séquanien. On sait du reste depuis longtemps que le type séquanien de Baden (Argovie) est fort commun dans le pourtour des mers profondes, et que les gisements portugais en fournissent en quelque sorte une réplique exacte. Les relations entre la mer du Portugal occidental et celle de l'Aragon devaient avoir lieu par l'Andalousie, car les travaux de MENGAUD montrent dans la région cantabrique une émergence commençant dès le Bathonien pour s'affirmer à la fin du Callovien. La région aragonaise est ainsi réduite à un golfe (pl. X).

A partir de l'Oxfordien, la zone de sédimentation correspondant à Ibiza tend à s'approfondir régulièrement, alors que Majorque demeure dans la marge d'oscillations des rivages. Les cartes paléogéographiques de M. HAUG supposent que le massif émergé de Malaga-Carthagène se poursuivait par le S. des Baléares vers la Sardaigne. Il semble en effet qu'une communication ait existé entre la mer rhodanienne et le bassin aragonais. Mais on a vu que le sillon géosynclinal doit conserver le tracé direct qu'il avait acquis dès le Lias et qu'il conservera au Crétacé.

Au Tithonique, de grands changements surviennent. Le bassin aragonais diminue d'étendue; ce qui en reste est envahi par des formations qui n'ont plus aucun rapport avec celles que l'on observe dans les Baléares, non plus qu'avec celles du Jura. La localisation de formations récifales au pourtour du massif des Maures, ainsi que sur la bordure septentrionale des Pyrénées, alors qu'aucune formation analogue n'apparaît au Sud de cette chaîne ou dans le S.E. de la Catalogne accentuent encore le caractère très spécial des régions aragonaises. Jusqu'ici il semble que, seul, le terrain oxfordien existe vers Hellin et qu'on ne rencontre pas le Tithonique à faciès méditerranéen dans le Sud de la province de Valence, région qui se rattacherait encore de ce fait au bassin aragonais. Les relations maritimes entre la France et l'Espagne ont cessé de se faire par la région baléaro-catalane. La grande ressemblance des faciès et des conditions de l'arrivée transgressive de la mer tithonique dans la province d'Alicante et à Majorque d'une part, et en Tunisie d'autre part, semble par ailleurs nous conduire à admettre une liaison directe entre les mers de ces régions et, par conséquent, une séparation de la terre émergée bético-rifaine (Malaga-Melilla-Carthagène) de celle plus vaste qui unissait le massif corso-sarde à la Provence et peut-être aux Pyrénées.

L'existence d'un exemplaire de *Pachyceras Irius* D'ORB. sp. à Majorque pourrait, il est vrai, porter à supposer une communication directe entre les mers françaises et la Mésogée tithonique. Mais cette forme, qui est proprement occidentale, peut aussi provenir de la mer lusitanienne.

Quoi qu'il en soit, nous montrerons dans le chapitre suivant que la haute mer demeurera au Sud des Baléares durant le Crétacé et qu'elle conservera ses communications directes avec la mer algéro-tunisienne. C'est au Tithonique que se dessine et s'établit définitivement ce régime. C'est à ce moment, aussi, que la région aragonaise et le N. de la province de Valence voient débiter le régime continental et sublittoral qui les caractérisera durant le Néocomien.

Les relations de la mer andalouse avec celle de l'Algérie demeurent encore inconnues pour cette période. Notre schéma (pl. X) ne les indique que très hypothétiquement.

CHAPITRE III

TERRAINS CRÉTACÉS

- I. *Historique. — Divisions. — Répartition.*
- II. *Le Néocomien de Majorque.* — 1° Néocomien de la Sierra de Majorque : a) Série I; b) Série II; c) Série III. — 2° Le Néocomien du reste de l'île de Majorque : a) Région de Felanitx; b) Région de Randa-Porreras; c) Massif d'Arta. — 3° Liste d'ensemble des formes composant la faune du Néocomien de Majorque.
- III. *L'Aptien et l'Albien de l'île de Majorque.* — 1° Sierra principale. — 2° L'Aptien et l'Albien du reste de l'île de Majorque.
- IV. *Le Crétacé supérieur de l'île de Majorque.*
- V. *Coordinations.* — Le Crétacé de Majorque.
- VI. *Le Crétacé de l'île d'Ibiza.* — 1° Faciès bathyal. — 2° Faciès zoogène. — 3° Coordination des observations.
- VII. *Le Crétacé de l'île de Minorque.*
- VIII. *Caractères lithologiques du Crétacé des Baléares.*
- IX. *Les faciès et l'extension du Crétacé inférieur et moyen sur le pourtour de la Méditerranée occidentale.*
- X. *Hypothèses relatives à la paléogéographie du Crétacé inférieur et moyen dans le bassin de la Méditerranée occidentale.*

I. HISTORIQUE. — DIVISIONS. — RÉPARTITION

Les travaux d'HERMITE, de VIDAL et, MOLINA, et, pour une beaucoup moins grande part, ceux de NOLAN sont à la base de nos connaissances sur le Crétacé des îles Baléares.

HERMITE, outre la découverte du Tithonique qu'il classe, avec son maître HÉBERT, dans le Néocomien, a observé et décrit les plus importants des affleurements de Crétacé de l'île de Majorque. Il a même donné pour les gisements de Bendinat, de Lloseta, de Calvia, etc..., des listes de fossiles plus complètes que celles que nos recherches et celles de NOLAN nous ont permis de dresser. Enfin, c'est encore sur ses travaux que nous nous baserons en ce qui concerne les comparaisons que nous essaierons d'établir avec le reste de l'île, car nos récoltes, ailleurs que dans la Sierra principale, ont été à peu près nulles.

Toutefois, les documents précieux apportés par ce savant étaient incomplets, en ce qu'il attribuait plusieurs affleurements de Lias supérieur au Néocomien, et en ce qu'il admettait qu'aucun terrain crétacé postérieur au Néocomien ne s'était déposé dans l'île. NOLAN démontra, en 1895, que le Gault supérieur était représenté par des marnes bleues comportant une abondante faune d'Ammonites lisses. En mentionnant la découverte de cet étage, NOLAN a émis l'hypothèse que l'Aptien et l'Albien inférieur devaient faire défaut à Majorque. Nous avons montré en 1916 [27, 28, 35], d'après des récoltes faites avant la guerre, que l'Aptien et l'Albien inférieur existent bien, tout au moins dans la partie O. de la chaîne, et que la sédimentation semble avoir été continue dans ces parages, du Tithonique au Gault supérieur.

Au sujet de la partie orientale de Majorque, nous possédons de brèves indications stratigraphiques sur la Sierra de Levante et sur celle d'Arta, dues à M. DARDER.

Ce sont MM. VIDAL et MOLINA qui ont révélé la présence du Crétacé dans l'île d'Ibiza, et, en particulier, du faciès urgonien, qui est complètement inconnu dans la grande Baléare. Toutefois, c'est aussi NOLAN qui y découvrit tous les termes du Crétacé jusqu'au Gault et au Cénomanien à *Heterodiadema lybicum* COTR.

Enfin, c'est HERMITE qui a signalé l'existence du Néocomien à Minorque. NOLAN n'a apporté aucun fait nouveau à ce sujet, sauf la découverte des formations récifales à *Matheronia Arnaudi* MATH., dans la région de Pontinat.

De l'ensemble de ces travaux, il résulte que le Crétacé réduit à ses étages inférieurs, et peut-être moyens, existe dans presque toute l'île de Majorque. Nous l'y décrirons dans les diverses séries de la Sierra principale. Il y est bien développé dans la partie S.O. de la Série II (S'Arracó, Andraitx, Escapdellá, Galilea, etc.), moins bien représenté dans le centre de la chaîne (Teix, S'Creu, Orient, Sollerich) et fort peu étendu dans la moitié N.E. de cet élément tectonique. Ses meilleurs gisements se rattachent, du reste, à la Série III, et se nomment Bendinat, Son Vida, Son Muntaner, Lloseta, Biniazent, Moncor, etc. Alors que, dans les parties internes de la chaîne, il est presque toujours écrasé et pincé dans des accidents tectoniques, au versant méridional de la Série III, il est simplement recouvert par le Tertiaire transgressif, et a souffert beaucoup moins des déformations mécaniques.

M. VIDAL rattachait au Crétacé supérieur les formations à lignites de cette partie de l'île, et considérait, depuis 1917, que le bassin de Binisalem-Selva représentait un épisode lacustre d'âge garumien. Nous exposons, au chapitre suivant, les raisons qui nous ont fait reporter ces lignites dans le Tertiaire comme l'avait déjà proposé HERMITE, et comme M. VIDAL, lui-même, l'admettait jadis.

Les affleurements de Crétacé du reste de l'île sont beaucoup moins bien caractérisés. Nous aurons fort peu de choses à en dire.

Par contre, ceux d'Ibiza, que nous devons mentionner à titre comparatif, sont importants, tant par l'abondance de la faune de Céphalopodes qu'ils renferment, que par la répartition du faciès urgonien, qui s'y montre différemment étendu, suivant les écaillés dans lesquelles on l'observe.

C'est donc sur les deux régions principales de la Sierra de Majorque et d'Ibiza que nous devons baser la division des grands ensembles stratigraphiques que nous avons à étudier.

A Majorque, les terrains néocomiens comprennent une série de calcaires sublithographiques, puis de marno-calcaires dans lesquels il ne sera possible de distinguer les étages que par une minutieuse étude. Cette distinction même, réalisable de toute évidence dans les localités privilégiées, comme Bendinat, devient illusoire dans la plus grande partie de la chaîne, à cause de l'état d'écrasement où se trouvent réduites les couches du Crétacé inférieur. Nous considérons ici donc, en bloc, tout le Néocomien. En de rares points où nous avons découvert l'Aptien, ce terrain paraît bien difficile à distinguer lithologiquement de ceux sur lesquels il repose. Toutefois, le faciès devient nettement marneux entre le Barrémien et l'Aptien vers Andraitx. Il le demeure au Gault dans toute la chaîne, et ce dernier étage est envahi à sa partie supérieure, par un faciès marno-calcaire, qui correspond au Gault supérieur et qui, du reste, à Ibiza, passe au Cénomanien inférieur. Nous traiterons donc successivement, d'une part, le Néocomien, Berriasien-Barrémien, et, d'autre part, l'ensemble artificiel Aptien-Albien.

A Ibiza, nous aurons à mentionner pour chacun de ces ensembles son type profond et son type zoogène, alors qu'à Majorque, seul le faciès, relativement bathyal, à Céphalopodes est représenté.

II. LE NÉCOMIEN DE MAJORQUE

1° NÉCOMIEN DE LA SIERRA DE MAJORQUE

a) **Série I.** — Nous ne connaissons pas le Crétacé avec certitude dans cet élément tectonique. Seul, le pied du versant septentrional de l'île en permettrait l'observation, et nous ne l'y avons point encore découvert. Il faut gagner les petites imbrications que nous avons décrites à Dragonera pour y trouver des couches crétacées en apparence, mais d'âge encore douteux.

b) **Série II.** — ANDRAITX. Nous aurons à considérer dans cette région trois gisements fossilifères principaux. L'un, celui de S'Arracó, ne comporte guère que des couches aptiennes ou albiennes, nous en renvoyons l'étude à un paragraphe ultérieur; l'autre, celui de Cala Blanca de Camp del Ma, permet d'observer la base néocomienne des marnes aptiennes à fossiles pyriteux. Enfin, celui du Col d'Andraitx montre la base même du Néocomien et ses rapports avec le Tithonique que nous avons déjà étudié et dont on sait qu'il est légèrement renversé (fig. 34, p. 61).

Du fait de ce renversement, les fausses brèches supérieures du Tithonique s'appuient contre des marno-calcaires clairs du Néocomien dans lesquels nous avons recueilli :

Phylloceras semisulcatum D'ORB. sp.
Phylloceras infundibulum D'ORB. sp.
Sowerbyceras Loryi M.-CH. sp.¹.
Thurmannia Boissieri PICT. sp.

Astieria Sayni KIL. sp.
Bochianites neocomiensis D'ORB. sp.
Belemnites sp.
Duvalia dilatata BLAINV. sp.

Cette faunule montre que nous sommes ici en présence du niveau de Berrias, du Valanginien et de l'Hauterivien. Mais le Crétacé a été sans doute plus complètement représenté, et les dislocations seules empêchent d'y découvrir les autres niveaux, car au revers de la Sierra de Garrafa aux abords du chemin de Son Fortuny nous avons recueilli un fragment très reconnaissable de *Douvilleiceras Martini* D'ORB. sp., fossile aptien.

C'est toutefois à Cala Blanca que l'on observe le mieux les couches supérieures du Néocomien. Nous y avons relevé (fig. 43) la succession suivante :

- 1° Lias supérieur et Bajocien 25 à 30 mètres.
- 2° Tithonique lie de vin passant à des fausses brèches verdâtres. 8 —
- 3° Marno-calcaires verdâtres lités séparés par des délits marneux. 10 à 15 —
- 4° Aptien-Albien 30 —
- 5° Calcaires lacustres de l'Oligocène.
- 6° Marnes roses de l'Oligocène.
- 7° Poudingues du Stampien supérieur ou de l'Aquitainien.



FIG. 43. — Vue de la falaise de Crétacé de Cala Blanca de Camp del Ma.

La couche 3 nous a fourni les espèces ci-après :

Lytoceras subfimbriatum D'ORB. sp.
Lytoceras Honnoratianum D'ORB. sp.
Phylloceras semisulcatum D'ORB. sp.
Desmoceras difficile D'ORB. sp.

Acanthoplites angulicostatus PICT.
Crioceras angulicostatum D'ORB. sp.
Aptychus angulicostatus PICT.

Cette faune suffit pour montrer que, sur le Tithonique — en fausses brèches sans fossiles — le Valanginien, l'Hauterivien et le Barrémien sont représentés en une série, à laquelle fait suite l'ensemble des marnes à faune pyriteuse que nous avons déjà décrites en 1916-1920 [35].

RÉGION DE CALVIA. — La large surface de terrains tertiaires au bord de laquelle se trouve le village de Calvia est sertie de marno-calcaires crétacés, soit au N. et au N.E., au pourtour du massif jurassique de Son Font, soit en une série de petits affleurements, vers la mer, à Santa Ponza et à Paguera.

Nous avons recueilli entre Calvia et Escapdellà la faune suivante :

Phylloceras semisulcatum D'ORB. sp.
Lissoceras Grasi D'ORB. sp.
Desmoceras difficile D'ORB. sp.
Desmoceras cf. difficile D'ORB. sp.
Holcodiscus Caillaudianus D'ORB. sp.

Astieria sp. indet. af. *Astieriana* D'ORB. sp.
Leopoldia provincialis SAYN.
Crioceras Quenstedti OOSTER sp.
Phyllocrinus Renevieri P. et DE LOR.

Outre ces espèces qui appartiennent aux étages Valanginien, Hauterivien et Barrémien, nous

¹ Il est possible que cet échantillon soit tombé des couches tithoniques qui, au contact, ont beaucoup de ressemblance avec celles du Néocomien inférieur.

avons recueilli dans les mêmes parages *Douvilleiceras Martini* D'ORB. sp. Comme aux abords du col d'Andraitx, l'Aptien fait donc ici, normalement suite au Néocomien.

C'est encore au groupe des affleurements des abords de Calvia, que nous rattachons un assez large pointement de marno-calcaires du Néocomien qui apparaissent auprès de Son Vich Nou. Cette « boutonnière de Son Vich » ne montre que des couches, très altérées, où les fossiles sont en mauvais état. Nous avons pu y reconnaître néanmoins :

Phylloceras infundibulum D'ORB. sp.
Desmoceras difficile D'ORB. sp.

Astieria Sayni KIL. sp.
Toxoceras annulare D'ORB.

Enfin les environs de la ferme de Vallverde nous ont fourni :

Phylloceras infundibulum D'ORB. sp. (ou *Rouyanum* D'ORB. sp.).
Oosterella cultrata D'ORB. sp. var. *cultrataeformis* UHL.

Toxoceras annulare D'ORB.
Aptychus Beyrichi OPP.

Outre ces diverses espèces, trouvées par nous, il convient de mentionner d'autres formes, que cite HERMITE comme provenant de la région de Calvia, et que nous n'avons pas retrouvées, savoir :

Lytoceras Honnoratianum D'ORB. sp.
Berriasella Calisto D'ORB. sp.
Crioceras Duvali LÉV.
Ptychoceras n. sp.

Astarte sp.
Terebratula sp.
Scalpellum sp.
Collyrites sp.

Ce supplément de liste n'aurait guère d'intérêt, car il est bien certain que des recherches plus patientes feront trouver une faune bien plus complète que celle qui est actuellement connue, s'il ne montrait mêlées à des Ammonites, des Bivalves, des Brachiopodes, qui sont assez rares dans ces parages pour que nous n'en ayons pas rencontré au cours de nos propres recherches.

COL DE VALLDURGENT (voir coupes pl. I et fig. 107). — Le gisement, dont le principal intérêt est de dater des marnes coincées dans un accident tectonique, comporte, comme ceux de la région de Calvia, à laquelle les formations néocomiennes qu'il définit se rattachent du reste, une faune en fort mauvais état, où se reconnaissent des espèces du Tithonique supérieur ou du Berriasien, du Valanginien, de l'Hauterivien, et sans doute du Barrémien. Nous y avons déterminé :

Lytoceras subfimbriatum D'ORB. sp.
Phylloceras sp.
Sowerbyceras Loryi M.-CH. sp.
Desmoceras cf. *difficile* D'ORB. sp.
Acanthoplites angulicostatus PICT. sp.
Crioceras angulicostatum PICT. sp.
Crioceras cf. *baleare* NOLAN.

Crioceras Villersianum D'ORB. sp.
Aptychus Mortilleti PICT. et DE LOR.
Aptychus latus PARK. forme géante de 100 millimètres.
Hibolites minaret RASP. sp.
Pygope triangulus LMK. sp.

PUIG BAUZÁ. — C'est encore au même ensemble de couches crétacées que se rattachent celles qui apparaissent sous le témoin jurassique du Puig Bauzá. Nous n'y avons recueilli que *Phylloceras Calypso* D'ORB. sp., *Desmoceras subdifficile* KAR., *Astieria Astieriana* D'ORB. sp. et *Crioceras Duvali* LÉV. sp. Mais, en outre, les marnes qui accompagnent les marno-calcaires montrent en divers points des débris de Céphalopodes pyriteux qui, bien qu'indéterminables, indiquent que les couches de Cala Blanca et de S'Arracó se retrouvent sans doute ici.

RÉGION D'ESTABLIMENTS. — HERMITE avait déjà observé aux abords d'Establiments des affleurements de Néocomien. Nous les avons indiqués sur notre carte, où on les verra apparaître sous le Nummilitique. NOLAN seul y a trouvé quelques fossiles que nous attribuons aux espèces suivantes :

Costidiscus Rakusi UHL.
Desmoceras Cassida RASP. em. KIL.

Crioceras baleare NOL.

RÉGION DE BUÑOLA. — Nos coupes (pl. IV et V) montrent dans quelles conditions réapparaissent les couches du Crétacé dans cette vallée. On les suit sur une quinzaine de kilomètres, jusqu'au N.E. d'Aumedra. Mais les affleurements discontinus ne montrent, le plus souvent, que des marnes broyées sans aucun fossile.

Toutefois, à S'Creu, NOLAN a récolté :

Lissoceras Grasianum D'ORB. sp.
Acanthodiscus Malbosi PICT. sp.
Acanthoplites angulicostatus PICT. sp.

Oosterella cultrata D'ORB. sp. var. *cultrataeformi*
 UHL. sp.

Vers le col de la route d'Orient à Buñola, nous avons trouvé des restes de *Desmoceras* indéterminables. Vers Sollerich, NOLAN enfin a recueilli *Phylloceras* cf. *ladinum* UHL. Le Néocomien au complet s'étend dans toute cette zone, où il ne paraît être localement réduit ou absent, que par le fait des dislocations tectoniques. Il est plus que probable que ce terrain s'est encore trouvé représenté dans le synclinal couché du Teix ainsi que dans le synclinal correspondant de Sa Serra (Alfabia) où il est soit écrasé, soit enlevé par l'érosion.

c) **Série III.** — BENDINAT. Le meilleur gisement de Néocomien de cette série est, comme pour le Tithonique et le Bajocien, la cuvette de Bendinat. Nos coupes (pl. II) en montrent le dispositif d'ensemble. Nous avons déjà indiqué pour quelles raisons nous croyons préférable d'y étudier en bloc tout le Crétacé représenté ; sa faune comporte les espèces suivantes :

Nautilus cf. *Euthymi* PICT. (provenance douteuse).
Lytoceras Liebigi OPP. sp.
Lytoceras sutile OPP. sp.
Lytoceras cf. *quadrisulcatum* D'ORB. sp.
Lytoceras subfimbriatum D'ORB. sp.
Lytoceras obliquestrangulatum KILIAN.
Lytoceras sp.
Hamulina Astieriana D'ORB.
Hamulina subundulata D'ORB.
Hamulina Boutini (COQ) MATH.
Hamulina sp.
Phylloceras semisulcatum D'ORB. sp.
Phylloceras infundibulum D'ORB. sp.
Phylloceras gr. de *Ph. Rouyanum* D'ORB. sp.
Phylloceras serum OPP. sp.
Phylloceras Morelianum D'ORB. sp.
Phylloceras Thetys D'ORB. sp.
Lissoceras Grasianum D'ORB. sp.
Desmoceras difficile D'ORB. sp.
Desmoceras subdifficile KAR.
Puzosia ligata D'ORB. sp.
Puzosia quinque-sulcata MATH. sp.
Puzosia Neumayri HAUG.
Berriasella (*Thurmannia*) Boissieri PICT. sp.
Acanthoplites angulicostatus PICT. sp.
Crioceras angulicostatum PICT. sp.
Crioceras baleare NOLAN.
Crioceras Quenstedti OOSTER (= *Cr. Picteti* var. *majoricensis* NOLAN).
Crioceras Jurensis KIL. (synonymie voir plus loin.)

Crioceras Nolani KIL. (synonymie, voir plus loin.)
Crioceras Emerici D'ORB. sp.
Crioceras Kœchlini AST.
Astieria sp.
Astieria Sayni KIL. sp.
Astieria Astieriana D'ORB. sp.
Spitidiscus rotula SOW. sp.
Spitidiscus Alcoyensis NICKL. sp.
Spitidiscus Douvillei NICKL. sp.
Spitidiscus incertus D'ORB. sp.
Holcodiscus Perezianus D'ORB. sp. (chemin pied du château de Bendinat).
Ptychoceras sp.
Bochianites neocomiensis D'ORB. sp.
Pulchellia galeata BUCH. sp.
Duvalia dilatata BLAINV. sp.
Hibolites Josephinæ UHL. sp.
Belemnites sp.
Aptychus punctatus VOLZ.
Aptychus Mortilleti P. et DE LOR.
Aptychus Didayi COQ.
Aptychus Seranonis COQ.
Aptychus angulicostatus. P. et DE LOR.
Collyrites Berriasensis DE LOR.
Collyrites oblongus D'ORB.
Holaster sp.
Pygope Bouei ZEUSCHN. sp.
Pygope diphyia DE BUCH. sp.
Pygopa euganeensis PICT. sp.

RÉGION D'ALARÓ-BELLVEURA-LLOSETA. — Les marno-calcaires du Crétacé se montrent assez régulièrement, dans toutes les mines de cette zone, à la base des formations ligniteuses. Ils y comportent le Néocomien, puis un Gault inférieur ou moyen à Céphalopodes pyriteux, enfin un Gault

supérieur à *Mortoniceras inflatum* Sow. sp. Toutefois, les affleurements que nous avons observés sont limités à des formations néocomiennes.

A Bellveura l'entrée de l'une des mines entame des marno-calcaires bleuâtres, lités, dans lesquels nous avons recueilli :

Lytoceras subfimbriatum D'ORB. sp.
Crioceras angulicostatum PICT.

Astieria sp.
Desmoceras sp.

En outre, nous avons trouvé au voisinage, et NOLAN a récolté sans doute vers les mêmes points :

Lissoceras Grasianum D'ORB. sp.

Bochianites neocomiensis D'ORB. sp.

Au cimetière de Lloseta les marno-calcaires contiennent :

Phylloceras infundibulum D'ORB. sp.
Desmoceras difficile D'ORB. sp.

Crioceras baleare NOLAN.



FIG. 44. — Coupe du Gisement néocomien de Biniazent. (Ech. 1/10.000^e.)

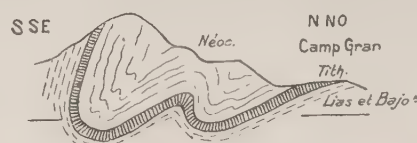


FIG. 45. — Coupe du Crétacé de Camp Gran (Alcudia). (Ech. 1/10.000^e.)

RÉGION DE BINIAZENT. — Au revers N. de la montagne calcaire, contre laquelle est adossé Lloseta, le vallon longitudinal de Biniazent entame des marno-calcaires assez écrasés, car ils supportent des assises triasiques en recouvrement (fig. 44), mais fournissant malgré cela de nombreux fragments de fossiles déterminables.

Nous y relevons la présence des formes suivantes :

Phylloceras semisulcatum D'ORB. sp.
Phylloceras infundibulum D'ORB. sp.
Phylloceras Thelys D'ORB. sp.
Phylloceras Morelianum D'ORB. sp.
Desmoceras difficile D'ORB. sp.
Desmoceras cf. difficile D'ORB. sp.

Desmoceras hemiptychum KIL.
Acanthoplites angulicostatus D'ORB. sp.
Heteroceras Astieri D'ORB. ou *H. bifurcatus* (le fragment ne permet pas la distinction de ces deux espèces).
Astieria Sayni KIL. sp.

C'est dans le voisinage immédiat de cette bande de terrains néocomiens que NOLAN a trouvé, à Biniarroig, *Crioceras Tabarelli* Ast. sp., puis à Moncor (d'après les indications de sa collection) :

Crioceras angulicostatum PICT.
Crioceras Duvali LÉV. sp.
Crioceras Villersi D'ORB. sp.

Hibolites minaret RASP. sp.
Hibolites subfusiformis RASP. sp.

Le Néocomien se montre donc, dans cette partie de la chaîne, avec les mêmes caractères que dans la région de Palma.

Bien qu'il y disparaisse en partie, recouvert par des dépôts nummulitiques et par des alluvions, le Néocomien se poursuit plus loin, encore, vers le N.E. et, près de Bonnaba, nous y avons trouvé :

Desmoceras difficile D'ORB. sp.

Hamulina Boutini MATH. sp.

RÉGION D'ALCUDIA. — Les particularités des formations du Lias et du Tithonique dans cette presque île s'accompagnent encore du caractère très spécial qu'y revêt le Néocomien.

Sur le Tithonique de Camp Gran, figure 45, reposent des assises, litées en bancs de 20 à 30 centimètres, formées de calcaires clairs sublithographiques, à cassure conchoïdale, et dans lesquels nous

n'avons trouvé aucun fossile. Certains bancs, par contre, sont chargés de rognons de silex comme ceux du Néocomien de la région de Felanitx. Ce n'est que du fait de leur position sur le Tithonique certain que nous avons attribué ces calcaires au Néocomien.

Vers la Fuente de la Victoria, par contre, apparaissent des marno-calcaires clairs qui ressemblent beaucoup à ceux du Crétacé de la Sierra principale. Nous n'y avons pas trouvé de fossiles, mais la collection NOLAN renferme un *Spiticerus* écrasé, spécifiquement indéterminable, que M. DJANELIDZÉ a bien voulu examiner et dont il assure que c'est une forme du Berriasien. Les *Pygope* qui proviennent des mêmes parages appartiennent, pour leur part, au Tithonique supérieur et leur gangue tendrait à faire admettre, entre le Tithonique supérieur et le Valanginien, un épisode marno-calcaire auquel succéderait le régime de calcaires lités qui vient d'être mentionné.

2° LE NÉOCOMIEN DU RESTE DE L'ILE DE MAJORQUE

a) **Région de Felanitx.** — M. DARDER a admis que, dans le substratum des couches tertiaires par dessus lesquelles reposent les terrains charriés qu'il a décrits, le Crétacé est représenté par les étages Valanginien, Hauterivien et Barrémien. Il réunit à juste raison ces termes en un ensemble encore indéfini où il ne cite que *Crioceras Duvali* LÉV. sp. et *Desmoceras difficile* D'ORB. sp. Dans les assises charriées, on observe, sur le Tithonique dont nous avons donné plus haut la description sommaire, des couches litées, sans fossiles, dont les termes inférieurs montrent au Castillo de Santueri un aspect oolithique très net. Dans les endroits où ces couches et, en particulier, leurs niveaux supérieurs sont bien développés (Puig de Sa Figuera, Puig den Ferrer), elles sont formées de bancs de 20 à 30 centimètres régulièrement lités, de grain fin, quelquefois sublithographique, sans fossiles, mais truffés de rognons de silex. Elles ressemblent alors fortement aux calcaires à silex du Jurassique moyen, tel que nous les avons décrits dans la Sierra principale.

b) **Région de Randa-Porreras.** — HERMITE a déjà signalé le Néocomien entre Randa et le Puig de Galdent. Ce terrain forme une bande continue de Son Romaguera jusque vers Las Rieras et la Mala Nova. C'est à sa présence qu'est due la petite vallée anticlinale qui suit ce tracé. Le calcaire marneux y est sensiblement identique à celui de la Sierra principale. Comme HERMITE, nous y avons vu des traces de *Desmoceras difficile* D'ORB. sp.

Un second affleurement s'observe en divers points du pourtour du Puig Famellá. Le Néocomien y apparaît sous forme de marnes jaunâtres et de marno-calcaires fortement écrasés, sous des assises de dolomies triasiques, en recouvrement. Le faciès du Crétacé est, ici encore, semblable à celui de la Sierra principale, et à celui du substratum des charriages de Felanitx.

Des couches douteuses, ressemblant autant au Néocomien charrié de M. DARDER qu'au Jurassique moyen, en bancs épais, lités, chargés de silex, forment par contre un ensemble de petits sommets entre le Puig Famellá et la Bastida. Non loin de la route du col de Famellá nous avons trouvé des traces d'Ammonites, sans doute tithoniques, dans des assises très voisines de celles que nous signalons. Mais les rapports des unes avec les autres sont encore mal définis. Quoi qu'il en soit, c'est, semble-t-il, aux assises subordonnées au Trias, que se rattachent les marno-calcaires jaunâtres de Porreras dans lesquels NOLAN a recueilli *Crioceras Duvali* LÉV. sp. et *Astieria* cf. *Astieriana* D'ORB. sp.

c) **Massif d'Arta.** — Le Néocomien joue probablement un grand rôle dans cette région, ainsi que M. DARDER l'a pressenti dès 1915. Nous en sommes toutefois réduit à des suppositions, vu la rareté des fossiles et leur mauvais état de conservation (fig. 46, voir aussi fig. 23, 24, 38 et 212).

Sur les dolomies que nous rapportons au Trias reposent des calcaires lités ressemblant fort à ceux de la région de Felanitx, et, comme ces derniers, chargés de rognons de silex. En certains points apparaissent des marno-calcaires profondément transformés par écrasement et qui se rapprochent davantage du type ordinaire des formations néocomiennes (voir nos descriptions et

nos coupes ch. XXI). HERMITE avait reconnu, aussi, l'existence du Crétacé et avait trouvé « entre Son Bolau et Son Forteza des calcaires blancs marneux à *A. cryptoceras* ». Le faciès du Néocomien marneux apparaît en effet dans les terrains subordonnés aux charriages, selon le type normal que

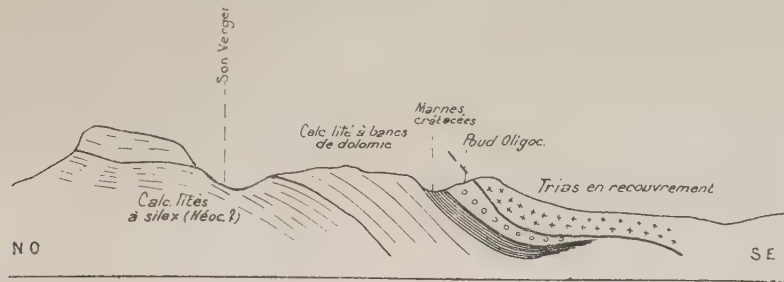


FIG. 46. — Coupe des montagnes en partie crétacées comprise entre Son Pusa et Son Verger (Artá). (Ech. 1/10.000^e.)

nous lui connaissons ailleurs. Il affleure en particulier sous les dolomies en recouvrement, du Puig Farruch à l'Est de la Trapa; et nous y avons récolté de mauvais restes écrasés de *Desmoceras* ainsi qu'un *Desmoceras* indéterminable pourvu de son double *Aptychus*, lequel se rattache à *A. Seranoni* COQ. M. DARDER admet que, seuls, le Valanginien et l'Hauterivien se sont déposés dans cette région et qu'entre le Barrémien et le Sénonien existe une lacune stratigraphique.

3° LISTE D'ENSEMBLE DES FORMES COMPOSANT LA FAUNE DU NÉOCOMIEN DE MAJORQUE¹

1. **Nautilus** cf. **Euthymi** PICTET. *Mél. pal.*, p. 59, pl. IX, fig. 1.
Un exemplaire de provenance douteuse. Bendinat.
2. **Lytoceras Honnoratianum** D'ORB., sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 124, pl. XXXVII.
Rare. Cala Blanca, Ibiza.
3. **Lytoceras Liebigi** OPP. sp. (ZITTEL), *Pal. Mit.*, p. 74, pl. IX, fig. 6, 7, pl. X et XI.
Assez fréquent à Bendinat. Ibiza.
4. **Lytoceras sutile** OPP. sp. (ZITT.), *Pal. Mit.*, p. 76, pl. XII, fig. 1, 5.
Rare. Bendinat. Ibiza.
5. **Lytoceras subfimbriatum** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 121, pl. XXXV.
Fréquent. Bendinat, Cala Blanca, Valldurgent, Bellveura, Ibiza.
6. **Lytoceras oblique-strangulatum** KIL. *Thèse*, p. 421, D'ORB. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 364, pl. CI, fig. 3, non *Am. Julieti*, pl. L, fig. 1, 3.
Rare. Bendinat.
7. **Lytoceras** sp.
8. **Costidiscus Rakusi** UHL. *Wernsdorf*, p. 72, pl. VIII, fig. 5.
Un seul exemplaire recueilli par NOLAN à Establiments.
9. **Hamulina Astieriana** D'ORB. *Journ. de Conch.*, 1852, p. 216, pl. III, fig. 4, 6. Bendinat. Ibiza.
10. **Hamulina subundulata** D'ORB., 1849. *Journ. de Conch.*, 1852, p. 223, pl. VI, fig. 1, 3. Bendinat.
11. **Hamulina Boutini** COQ. (MATH.), *Rech. pal.*, pl. C, XVIII, fig. 6.
Bendinat. Ibiza.
12. **Hamulina** sp. Bendinat.
13. **Phylloceras semisulcatum** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 172, pl. LIII.
Très fréquent. Bendinat, Vallverde, Cala Blanca, Tranchée d'Andraitx, Escapdellá, Biniazent, Ibiza.
14. **Phylloceras infundibulum** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 131, pl. XXXIX.
Il est difficile de séparer, sur de mauvais échantillons écrasés, cette espèce des formes voisines. C'est à tout le groupe, sans préciser, que nous rapportons ces *Phylloceras*. Bendinat, Cala Blanca, S. Vida, Vallverde, Bellveura, Biniazent, Ibiza.
15. **Phylloceras** gr. de **Ph. Rouyanum** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 360, pl. CX.
Même observation quant à la distinction de *Ph. Baborense* qui est impossible sur nos échantillons. Bendinat, Ibiza.
16. **Phylloceras serum** OPP. sp. (ZITT.), *Stramberg.*, p. 66, pl. VII, fig. 5, 6.
Rare. Bendinat, Ibiza.
17. **Phylloceras Morelianum** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 176, pl. LIV.
Peu fréquent dans le Néocomien supérieur, mais atteint le Gault où il est amplement représenté à S. Vida, Ibiza.

¹ Nous marquons ici par anticipation les formes qui se retrouvent à Ibiza.

18. **Phylloceras Thetys** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 173, pl. LIII.
Bendinat, Ibiza.
19. **Phylloceras ladinum** UHL. *Gardenazza*, p. 80, pl. V, fig. 6, 7.
Un seul exemplaire de Sollerich (coll. NOLAN).
- 19 bis. **Phylloceras** n. sp. gr. de **Ph. Winkleri**, UHL. Mine de Bellveura, Ibiza.
20. **Sowerbyceras Loryi** M.-CHALM. sp.
Il est difficile de préciser si cette Ammonite provient du Tithonique supérieur ou du Berriasien qui lui fait suite. Elle est mêlée dans des champs à des fossiles néocomiens. Bendinat, Cala Blanca, Ibiza.
21. **Lissoceras Grasianum** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 141, pl. XLIV.
Assez fréquent. Bendinat. Escapdella, Vallverde, Ibiza.
22. **Oppelia macrotela** OPP. sp. (ZITT.), *Stramberg.*, p. 87, pl. XV, fig. 7.
Un seul exemplaire provenant de Sa Eulalia. Espèce du Tithonique déjà signalée par HERMITE dans le Néocomien de Bendinat.
23. **Desmoceras difficile** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 135, pl. XLI. KILIAN, *Lethæa*, p. 256.
Très abondant. Bendinat, Escapdellá, Calvia, Vallverde, Lloseta, Biniazent, Ibiza.
24. **Desmoceras subdifficile** KAR. *Crét. Inf. Crim.*, pl. VI, fig. 1. KILIAN, *Lethæa*, p. 256.
Assez fréquent en particulier à Bendinat. Ibiza.
25. **Desmoceras hemiptychum** KIL., *Thèse*, p. 230, *Lethæa*, p. 256.
Rare. Biniazent.
26. **Desmoceras cassida** RASP. sp. (D'ORB.) *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 130, pl. XXXIX.
Rare. Etablissements, Ibiza.
27. **Desmoceras** sp. Nombreux fragments écrasés indéterminables.
28. **Puzosia ligata** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 126, pl. LIII.
Rare. Bendinat.
29. **Puzosia quinque-sulcata** MATH. sp. *Rech. pal.*, pl. VIII, XIX, fig. 3.
Rare. Bendinat.
30. **Puzosia Neumayri** HAUG. *Puez Alp.*, p. 204, pl. X, fig. 2, 4.
Rare.
31. **Thurmannia Boissieri** PICTET sp. *Mél. Pal.*, p. 79 et 248, pl. XV, et pl. XXXIX, fig. 3.
Bendinat. Tranchée d'Andraitx. La zone que caractérise ce fossile avait été découverte à Majorque par HERMITE. Il est évident qu'elle existe partout où le Tithonique supporte la série continue des sédiments néocomiens, c'est-à-dire dans toute l'île. Ibiza.
32. **Neocomites occitanicus** PICT. sp. *Mél. Pal.*, p. 81, pl. XVI, fig. 1.
Ibiza.
33. **Neocomites oxygonius** N. et UHL. sp., p. 43, pl. XXXVIII, fig. 1, 2.
Ibiza.
34. **Dalmasiceras (Leopoldia) Dalmasi** PICT. sp. *Mél. Pal.*, p. 73, pl. XII, fig. 4.
S'Estret (coll. NOLAN). Cette indication est vague: il y a plusieurs gorges de ce nom.
35. **Neocomites (Leopoldia) cryptoceras** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 106, pl. XXIV. Ibiza.
36. **Leopoldia cf. provincialis** SAYN. *Amm. pyriteuse*, p. 58, pl. IV, fig. 10 (= *H. Arnoldi* P. et CAMP. *Sainte-Croix*, pl. XXXV, forme mal figurée). Exemplaire écrasé, alternance des côtes bituberculées plus irrégulières que dans la figure de SAYN. Escapdellá.
37. **Astieria Astieriana** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 115, pl. XXVIII, p. parte. Valanginien, Hauterivien. — Très répandu. Bendinat, Ibiza.
38. **Astieria Sayni** KIL. sp. *Lethæa*, p. 213.
Hauterivien. Bendinat, Andraitx, Ibiza.
39. **Astieria psilostoma** N. et UHL. p. 21, pl. XXX, fig. 2, du Valanginien supérieur d'Allemagne du Nord et d'Espagne. Rare ici. Biniazent. Ibiza.
40. **Astieria** sp. Nombreux débris indéterminables. Biniazent, Bendinat, Ibiza, etc.
41. **Spitidiscus alcoyensis** NICKLÈS sp. *Pal. S. E. Esp.*, p. 18, pl. II, fig. 1.
Bendinat.
42. **Spitidiscus Douvillei** NICKLÈS sp. *Pal. S. E. Esp.*, p. 20, pl. II, fig. 2, pl. IV, fig. 4.
Hauterivien. Bendinat, Ibiza.
43. **Spitidiscus rotula** Sow. sp. *Min. Conch.*, pl. 570.
Hauterivien. Bendinat, Ibiza.
44. **Spitidiscus incertus** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 120, pl. XXX.
Hauterivien. Bendinat. Ibiza.
45. **Holcodiscus Caillaudianus** D'ORB. sp. *Prödr.* II, p. 99; UHLIG, *Wernsdorf*, p. 243, pl. XIX, fig. 2, 4, 6, 9, 13, 14.
Barrémien. Rare. Environs de Calvia, Ibiza.
46. **Holcodiscus Perezianus** D'ORB. sp. *Prodr.* II, p. 99; UHLIG, *Wernsdorf*, p. 244, pl. XIX, fig. 5 et 11.
Barrémien. Rare. Bendinat, Ibiza.
47. **Acanthodiscus Euthymi** PICT. sp. *Mél. Pal.*, p. 76, pl. XIII, fig. 3. S. Juan (coll. HERMITE).
48. **Acanthodiscus Malbosi** PICT. sp. *Mél. Pal.*, p. 242, pl. XXXIX, fig. 2.
49. **Acanthoplites angulicostatus** D'ORB. Em. PICTET, *Mél. Pal.*, p. 11.
Hauterivien, Barrémien. Très abondante espèce, assez vaguement délimitée d'ailleurs et montrant tous les passages à *Crioceras angulicostatum* PICT. Bendinat, Valldurgent, Biniazent, Ibiza.
50. **Crioceras angulicostatum** PICT. *Mél. Pal.*, p. 11 et suiv., pl. I bis.
Formes étudiées par NOLAN. Les originaux des

- figures de cet auteur, retrouvés dans sa collection sans indication de provenance, proviennent vraisemblablement de Bendinat.
- Voir *B. S. G. F.* (3), t. XXII, 1899, pl. X, fig. 3.
- Hauterivien-Barrémien; Bendinat, Valldurgent, Andraitx, Bellveura, Biniazent.
51. **Crioceras baleare** NOLAN. *B. S. G. F.* (3), t. XXII, 1895, pl. X, fig. II, p. 19.
- Même observation quant à la provenance des originaux. Même répartition que le précédent.
52. **Crioceras Quenstedti** OOSTER. *Pétrif. Alpes suisses* (= *Cr. Picteti* var. *Majoricensis* NOLAN, *B. S. G. F.* (3), t. XXII, 1895, pl. X, fig. 1. KILIAN, *Lethæa*, p. 270).
- Même observation en ce qui concerne les originaux des figures de NOLAN. Bendinat, Calvia.
53. **Crioceras jurense** KILIAN (= *Cr. Picteti* var. *jurense* NOLAN, *B. S. G. F.* (3), t. XXII, p. 192, pl. X, fig. 1 = *Ancyl. Duvali* PICTET, premier type. Sainte-Croix, pl. XLVII bis, fig. 1).
- Bendinat.
54. **Crioceras Nolani** KILIAN (= *Cr. Duvali* D'ORB. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, pl. CXIII = *Cr. Picteti* NOLAN non OOSTER, etc. (voir *Synon. in Lethæa*, p. 270).
- Bendinat.
55. **Crioceras Duvali**, LÉV., 1837. *M. Soc. Géol. Fr.*, t. II, p. 213, pl. XXII, fig. 1.
- Andraitx, Lloseta.
56. **Crioceras Emerici** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 463, pl. CXIV.
- Bendinat.
57. **Crioceras Koechlini** AST. *Catalogue*, p. 13, pl. I, n° 1.
- Bendinat.
58. **Crioceras Tabarelli** AST. *Catal. descr. Ancyl.*, n° 9, p. 19, pl. VI.
- Moncor (NOLAN).
59. **Oosterella cultrata** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 145, pl. XLVI.
- Vallverde.
60. **Oosterella cultrata** var. *cultrataeformis* UHL. sp. *Rosfeldsch.*, pl. IV, fig. 1.
- Vallverde.
61. **Pulchellia compressissima** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 210, pl. LXI.
- Barrémien. Calvia, Ibiza.
62. **Pulchellia galeata** BUCH. sp. 1839. *Pétr. rec. en Am.* par HUMBOLDT, fig. 17.
- Barrémien, Bendinat, Ibiza.
63. **Pulchellia Sauvageau** HERM. sp. *Thèse*, p. 315, pl. IV, fig. 4, 5.
- Nous n'avons pas retrouvé cette espèce créée pour un *Pulchellia* de Bendinat par HERMITE lui-même. Elle se rencontre par contre à Minorque.
64. **Heteroceras Astierianum** D'ORB. sp. *Journal de Conch.*, 1851, p. 219, pl. IV, fig. 1.
- Rare. Biniazent, Ibiza.
65. **Bochianites neocomiensis** D'ORB. sp. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, p. 160, pl. CXXXVIII.
- Assez fréquent. Bendinat, Andraitx, Lloseta, Ibiza, etc.
66. **Toxoceras annulare** D'ORB. *Pal. Fr. Terr. Crét.*, pl. CXVIII, fig. 1, 6.
- Un exemplaire intercalé dans des marnes à faune pyriteuse de S'Arracó.
67. **Ptychoceras** sp. Bendinat.
68. **Leptoceras Heeri** OOSTER sp. *Petr. Alp. suisses*, p. 32, pl. XXXVIII, fig. 1, 3.
69. **Belemnites pistilliformis** BLAINV. *Mém. sur Belemnites*, p. 119, pl. V, fig. 5, 7.
70. **Belemnites Josephinæ** HONN.
- Assez fréquente. Bendinat.
71. **Belemnites subfusiformis** RASP. sp. *An. Sc. Obs.*, pl. VIII.
- Biniazent.
72. **Hibolites Minaret** RASP. sp. *An. Sc. Obs.*, I, p. 319.
- Fréquent. Bendinat, Cala Blanca, Andraitx, etc.
73. **Duvalia lata** BLAINV. sp. *Mém. sur les Belemn.*, p. 121, pl. V, fig. 10.
- Assez rare.
74. **Duvalia dilatata** BLAINV. sp. *Mém. sur les Belemn.*, pl. III, fig. 13, pl. V, fig. 18.
- Peu fréquente.
75. **Aptychus Beyrichi** OPP. *Stramberg.*, p. 54, pl. I, fig. 16, 19.
- Vallverde, Ibiza.
76. **Aptychus latus** PARK. ICTER. *Mel. Pal.*, f. XCH, fig. 1-4.
- Valldurgent, très grand exemplaire de 100 millimètres de long. Ibiza.
77. **Aptychus punctatus** VOLTZ. OPP. *Stramberg.*, p. 52, pl. I, fig. 15.
- Fréquent.
78. **Aptychus angulicostatus** PICT. et DE LORIOI, *Terr. Néoc. des Voiron*, p. 46, pl. X, fig. 3, 12.
- Cala Blanca, etc. Ibiza.
79. **Aptychus Mortilleti** PICT. et DE LORIOI. *Terr. Néoc. des Voiron*, p. 50, pl. II, fig. 9, 12.
- Cala Blanca.
80. **Aptychus Didayi** COQ. *B. S. G. F.*, 1841, t. XII, pl. IX, fig. 10.
- Majorque.
81. **Aptychus Seranonis** COQ. *B. S. G. F.*, XII, 1841, p. 390, pl. IX, fig. 13.
- Cala Blanca.
82. **Phyllocrinus Renevieri** PICT. et DE LORIOI. *Terr. Néoc. des Voiron*, p. 52 (*Ph. Sabaudianus*), pl. II, fig. XIII.
- Rare. Calvia. N.
83. **Collyrites oblongus** D'ORB. *Pal. Fr. T. Crét.*, t. VI, p. 57, pl. DCCCXXXIV.
- Assez fréquent. Bendinat.

84. *Collyrites berriasensis* DE LOR. *Mél. Pal.* p. 113, pl. XXVII, fig. 1, 4.
Fréquent. Bendinat.
85. *Holaster* sp. Nombreux exemplaires écrasés indéterminables.
86. *Pygope euganeensis* PICT. sp. *Mél. Pal.*, p. 182, pl. XXXIV, fig. 5, 10.
Bendinat.
87. *Pygope diphya* DE BUCH. sp. em. PICTET, *Mél. Pal.*, p. 166, pl. XXXI.
Bendinat
88. *Pygope Bouei* ZEUSCHN. sp. ZITT. *Aelt. Tithonb.*, p. 248, pl. XXXVII, fig. 15, 24.
Bendinat.
89. *Pygope triangulus* LMK. sp. *An. sans. Vert.*, t. VI, p. 250.
Valldurgent.
90. *Lima* cf. *Pratzi* BOEHM. *Bivalv. Stramberg.*, p. 636, pl. LXIX, fig. 17, 19.
Son Vida, Bendinat.

On remarquera l'abondance des Céphalopodes, la rareté des Bivalves, le caractère bathyal des Brachiopodes de cette faune. Toute la Sierra de Majorque, aussi bien que les autres parties de l'île (le Massif d'Arta excepté, *fide* DARDER), se montre donc formée de terrains néocomiens de faciès profond.

III. L'APTIEN ET L'ALBIEN DE MAJORQUE

1° SIERRA PRINCIPALE

Les gisements de ces deux terrains sont beaucoup plus réduits en étendue et en puissance que ceux du Néocomien. Nous en avons déjà donné une description partielle dans deux notes successives, et nous bornons à les mentionner brièvement ici.

On a vu, par ailleurs, que des fossiles aptiens se rencontrent à la partie supérieure des assises néocomiennes dans divers endroits, tels que les abords de la tranchée d'Andraitx, les environs d'Escapdellá, etc. Nous ne reviendrons pas sur ces gisements dont le seul intérêt est de montrer que l'Aptien a eu une extension très large et que, si les lambeaux qui en restent sont exigus, c'est au seul effet des dislocations tectoniques et de l'érosion qu'on le doit.

Les deux principaux affleurements de la Série II sont ceux de Cala Blanca de Camp del Ma, et de S'Arracó.

CALA BLANCA. — Sur les couches néocomiennes que nous avons décrites dans les pages qui précèdent, reposent en concordance des marnes dont la faune montre qu'elles représentent le Barrémien supérieur, l'Aptien et la base de l'Albien. Ces marnes sont recouvertes en discordance par des formations nummulitiques que nous attribuerons avec M. L.-M. VIDAL à l'Oligocène (fig. 43).

Le Barrémien supérieur paraît être déjà marneux ici, et c'est sans doute surtout de ses couches que proviennent les nombreux *Silesites* qui caractérisent cette faune. La coupure que nous avons faite pour la commodité de la description entre le Néocomien et les assises supérieures ne doit donc être prise en rien pour une séparation stratigraphique.

S'ARRACÓ. — Toute la cuvette de S'Arracó est un vaste affleurement de marnes qui appartiennent pour la majeure partie à l'Aptien et au Gault. L'étude détaillée de leurs replis et des accidents qui en altèrent la continuité sort du cadre très général que nous nous sommes imposé, on peut toutefois admettre qu'elles se terminent par un épisode marno-calcaire, où la faune lisse qui les caractérise fait place aux formes classiques de l'Albien supérieur de la Perte du Rhône, formes parmi lesquelles nous avons identifié en 1920 [27, 28, 35] :

Acanthoplites Nolani SEUNES sp.
Mortoniceras inflatum SOW. sp.
Mortoniceras Candollianum PICT. et RX. sp.
Turrillites cf. *Puzosianus* D'ORB. sp.

Hamites cf. *virgulatus* BRONGN. sp.
Hamites gr. de *H. Venetianus* PICT. et RX.
Scaphites Meriani PICT. et CAMP.

Toutes ces formes sont connues dans la zone à *Mortoniceras inflatum* SOW. sp., c'est-à-dire de la partie supérieure du Gault. Toutefois, nos récoltes de 1913, complétées lors d'un nouveau

voyage, nous ont fait trouver dans des champs des fossiles de niveaux plus anciens sous la forme marno-calcaire, alors que la majeure partie de cette faune est pyriteuse. Nous en concluons, comme dans notre travail détaillé, à l'existence de quelques intercalations marno-calcaires au milieu des marnes, intercalations dont proviennent les espèces suivantes :

Toxoceras obliquatum D'ORB.

Toxoceras cf. *Honnoratianum* D'ORB.

qui sont des Ammonites aussi bien barrémiennes qu'aptiennes, et :

Douvilleiceras Albrechti Austriæ UHL.

Acanthoplites Tobleri JACOB sp.

Ammonites qui sont l'une de l'Aptien inférieur, l'autre gargasienne.

Nous énumérons les faunes pyriteuses de ces gisements dans la liste d'ensemble qui clôt ce paragraphe.

SANTA PONSÀ. — La colline qui domine au S.E. la « Caseta de Amarre » du cable sous-marin de Majorque à Ibiza montre, émergeant du marès, des marno-calcaires couronnés de Nummulitique. Ces marno-calcaires nous ont fourni la faune suivante :

Puzosia Getulina COQ in SAYN.

Anisoceras armatum P. et RX. sp.

Puzosia Mayorianæ D'ORB. sp. emend. JACOB.

Rhynchonella cf. *Moutoniana* D'ORB.

Puzosia sp. indét. '

Belemnites (*Neohibolites*) *aptiensis* STOLL.

Ils appartiennent donc au Gault.

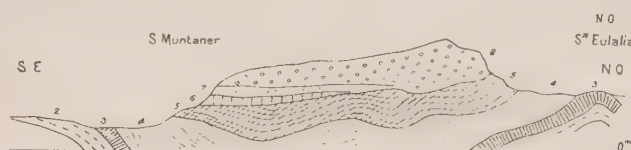


FIG. 47. — Coupe du Crétacé de San Muntaner. (Ech. 1/10.000°.)

1° Lias calcaire ; 2° Lias supérieur ; 3° Tithonique ; 4° Néocomien ;
5° Gault moyen et supérieur ; 6° Calcaire oligocène ; 7° Grès oligocène ; 8° Poudingue oligocène marin.

SAN MUNTANER. — C'est au N.O. de Palma que des poudingues nummulitiques ont préservé de l'érosion un ensemble de couches marneuses où NOLAN avait recueilli une partie des Ammonites pyriteuses dont nous avons donné la liste en 1910, d'après la collection réunie par cet amateur. Les limites inférieure et supérieure de ces marnes sont mal définies. NOLAN admettait que, seul, le Gault moyen y était représenté, et qu'il reposait, transgressif, sur le Barrémien. Les marno-calcaires qui surmontent les marnes bleues sont datés avec exactitude par des espèces de la zone à *Mortoniceras inflatum*, correspondant à celles que nous venons de mentionner sur les marnes de S'Arracó. Mais on ne peut savoir si, en quelque lieu, sous le Nummulitique transgressif, le Cénomaniens s'est trouvé conservé. On n'en connaît encore aucune trace.

Nos récoltes, qui nous ont fourni une quantité considérable d'Ammonites pyriteuses, n'ont guère apporté de lumière sur la question de l'existence ou de l'absence de l'Aptien. Nous n'avons recueilli, dans les marno-calcaires plus ou moins plissés au milieu desquels apparaît le lambeau de Gault, que de mauvais restes de fossiles, savoir :

Oppelia macrotela ZITT. sp.

Desmoceras difficile D'ORB. sp.

Dalmasiceras Dalmasi PICT. sp.

La masse de poudingue nummulitique protectrice du gisement constitue la colline de San Muntaner (fig. 47). Le Gault apparaît de tous côtés au pourtour de cette colline, et ses marnes ont été exploitées en de nombreuses carrières comme terre à poteries. Les principales de ces carrières sont celles de San Muntaner au S.E. de l'éminence de ce nom, de Santa Eulalia au Sud et de Son

Vida à l'Ouest. Ces dernières sont les plus importantes et fournissent le plus grand nombre de fossiles. Malheureusement ceux-ci se décomposent avec une grande rapidité¹.

RÉGION DE BINISALEM-SELVA. — Nous avons mentionné l'existence de couches albiennes sous le niveau à lignites qui est exploité dans ce bassin. M. GASPARD POL de Binisalem nous a montré dans sa collection plusieurs exemplaires d'*Inoceramus concentricus* PARK. provenant des environs de Bellveura, *Mortoniceras inflatum* Sow. sp. recueilli dans la mine de Lloseta, *Mortoniceras Roissyanum* D'ORB sp. trouvé à Can Miray. Enfin, vers Selva même, NOLAN a recueilli *Mortoniceras inflatum* Sow. sp. et divers fragments de *Latidorsella* très semblables aux fossiles du Gault de San Muntaner. Sa collection comporte, en outre, divers fossiles pyriteux provenant de Lloseta que nous avons décrits en 1910, mais nous n'avons pu en retrouver le gisement, bien que des marnes bleues soient retirées, en beaucoup d'endroits du village, des puits ou des excavations.

Il semble toutefois manifeste que toute cette bande de dépôts crétacés, qui se suit des abords de Palma à Selva, comporte de façon continue des formations albiennes.

Nous n'avons pas trouvé, vers le centre de la chaîne, plus près de San Muntaner, de trace de formations aptiennes. Mais nous avons par contre recueilli, entre le Puig Gros, coté 155, près Bendinat, et le flanc de la Sierra Burguesa, un exemplaire reconnaissable, quoique mauvais, d'*Acanthoplites Tobleri* JACOB sp.

Etant donné la proximité de Bendinat par rapport à San Muntaner, il devient probable que les dépôts aptiens doivent se trouver sous le Gault, dans cette dernière région, et que, en dépit des arguments négatifs de NOLAN, la série sédimentaire s'y montrera complète, du Tithonique à la partie supérieure de l'Albien. Il ne serait dès lors plus nécessaire d'imaginer des mouvements anté-albiens d'émersion dans cette dernière partie de la chaîne, comme nous en avons déjà suggéré l'idée en 1920, pour expliquer cette lacune stratigraphique. La présence de **succin** mêlé à des marnes à paillettes de mica, à la base du Gault moyen, n'en demeure pas moins un argument à l'appui des vues de NOLAN.

Afin d'éviter les répétitions de listes nous réunissons dans le tableau des pages suivantes, toutes les formes recueillies dans les marnes à faune pyriteuse, de la région d'Andraitx (Cala Blanca et S'Arracó) à celle de San Muntaner, et autres gisements de la partie méridionale de la chaîne. La première moitié de la série concerne des Ammonites du Barrémien supérieur et de l'Aptien, inséparables quant à leurs gisements des abords d'Andraitx ; la seconde, les espèces albiennes.

2° L'APTIEN ET L'ALBIEN DU RESTE DE L'ÎLE DE MAJORQUE

Ni NOLAN, ni M. DARDER ne signalent le Gault en un point quelconque de l'île, hors la chaîne principale. M. DARDER indique explicitement que le Gault et le Cénomaniens doivent être absents de la Sierra de Levante comme de son substratum ainsi que du massif d'Arta. Il en serait de même de l'Aptien et peut-être du Barrémien vers Arta.

Nous n'avons rien vu qui modifie cette conclusion. Il demeure encore impossible de savoir si ces terrains se sont déposés, puis ont été arasés par l'érosion anté-nummulitique, ou bien si l'émersion de la région méridionale de l'île a déjà commencé à l'Aptien.

¹ En dix ans la presque totalité des matériaux recueillis par NOLAN est tombée en poussière. Malgré le traitement préservatif, nos propres récoltes se dissolvent rapidement.

Formes barrémiennes et aptiennes.

	S'Arracó	Cala Blanca	Santa Pouza	San Muntaner	Lloseta
1. <i>Belemnites</i> cf. <i>aptiensis</i> STOLL. var. <i>Strombeckiformis</i> STOLL		+			
2. <i>Belemnites semicanaliculatus</i> BLAINV.	+	+			
3. <i>Hibolites minaret</i> RASP. sp.		+			
4. <i>Aptychus angulicostatus</i> P. et DE LOR.	+	+			
5. <i>Lytoceras</i> cf. <i>strangulatum</i> UHL.	+	+			
6. <i>Lytoceras crebrisulcatum</i> UHL.	+	+			
7. <i>Lytoceras quadrisulcatum</i> D'ORB. sp.				+	
8. <i>Gaudryceras Numidum</i> COQ. in SAYN.		+		+	
9. <i>Gaudryceras Numidum</i> var. <i>intermedia</i> P. FALL., 1920				+	
10. <i>Tetragonites Duvalianum</i> D'ORB. sp.	+	+			
11. <i>Tetragonites</i> cf. <i>Kiliani</i> JACOB.	+			+	
12. <i>Tetragonites Depereti</i> KILIAN.					
13. <i>Ptychoceras Læve</i> MATH.	+	+			
14. <i>Phylloceras Thetys</i> D'ORB. sp.	+	+	+		
15. <i>Phylloceras Calypso</i> D'ORB. sp.	+	+			
16. <i>Phylloceras Guettardi</i> D'ORB. sp.	+	+			
17. <i>Phylloceras semisulcatum</i> D'ORB. sp.	+				
18. <i>Phylloceras Grothi</i> P. FALL., 1920	+				
19. <i>Phylloceras Rouyanum</i> D'ORB. sp.	+	+		+	
20. <i>Phylloceras Rouyanum</i> var. <i>baborense</i> COQ. sp.	+	+		+	
21. <i>Phylloceras lytoceroides</i> P. FALL., 1920.	+	+			
22. <i>Desmoceras (Barremites) strettostoma</i> UHL. sp.	+	+			
23. <i>Desmoceras (Beudanticeras)</i> cf. <i>Dupinianum</i> D'ORB. sp.	+	+			
24. <i>Uhligella Monicae</i> COQ. sp.	+	+			
25. <i>Uhligella Boussaci</i> P. FALL., 1920	+	+			
26. <i>Uhligella Bretoni</i> P. FALL., 1920.	+				
27. <i>Puzosia</i> cf. <i>Melchioris</i> TIETZE sp.	+				
28. <i>Puzosia Angladei</i> SAYN s. str.	+	+			
29. <i>Puzosia Angladei</i> var. <i>Ibrahim</i> COQ.	+	+			
30. <i>Puzosia Getulina</i> COQ. sp.	+	+	+		
31. <i>Silesites Seranonis</i> D'ORB. sp. str.	+	+			
32. <i>Silesites Seranonis</i> var. <i>interpositus</i> COQ. sp.	+	+			
33. <i>Silesites Seranonis</i> var. <i>balearensis</i> P. FALL.	+	+			
34. <i>Silesites sulcistriatus</i> KARAK.	+	+			
35. <i>Silesites Vulpes</i> COQ. sp.	+	+			
36. <i>Parahoplites Weissi</i> NEUM. sp.	+				
37. <i>Parahoplites consobrinoides</i> SINTZ.	+				
38. <i>Acanthoplites crassicostratus</i> D'ORB. sp.	+				

Formes plus spécialement albiennes de ces mêmes gisements.

39. <i>Gaudryceras Aëolus</i> D'ORB. sp.				+	
40. <i>Gaudryceras Aëoliforme</i> P. FALL., 1920				+	
41. <i>Gaudryceras</i> gr. de <i>G. Aëolus</i> passant à un type ampoulé voisin de <i>Kosmatella Agassizi</i> D'ORB. sp.				+	
42. <i>Gaudryceras</i> cf. <i>politissimum</i> KOSSM.				+	
43. <i>Tetragonites Timotheanum</i> PICT. et var.	+	+		+	+
44. <i>Kosmatella Agassizi</i> D'ORB. sp.				+	+
45. <i>Kosmatella Muhlenbecki</i> P. FALL. sp.				+	
46. <i>Jaubertella Jauberti</i> D'ORB. sp.	+	+		+	
47. <i>Jaubertella latericarinata</i> ANTH. sp.				+	
48. <i>Jaubertella Micheliana</i> D'ORB. sp. (JACOB).				+	

	S'Arracó	Cala Blanca	Santa Ponza	San Muntaner	Lloseta
49. <i>Jaubertella Micheliana</i> , var. à sillons reproduisant par rapport à cette espèce la variante que représente <i>J. latericarinata</i> par rapport à <i>J. Jauberti</i>				+	
50. <i>Phylloceras Velledæ</i> MICH. sp.				+	
51. <i>Phylloceras subalpinum</i> D'ORB. sp.				+	+
52. <i>Phylloceras</i> cf. <i>subalpinum</i> D'ORB. sp.		+			
53. <i>Phylloceras Morelianum</i> D'ORB. sp.				+	
54. <i>Phylloceras</i> n. sp.				+	
55. <i>Beudanticeras Beudanti</i> BRONGN. sp. (JACOB).				+	
56. <i>Beudanticeras Parandieri</i> D'ORB. sp.				+	
57. <i>Uhligella Walleranti</i> JACOB				+	+
58. <i>Uhligella impressa</i> D'ORB. sp.				+	
59. <i>Uhligella Rebouli</i> JACOB.				+	+
60. <i>Uhligella Clansayensis</i> JACOB				+	
61. <i>Puzosia</i> sp. passant de <i>P. Angladei</i> SAYN. à <i>P. Mayoriana</i> D'ORB. pars				+	
62. <i>Puzosia Mayoriana</i> D'ORB. sp. em. JACOB.			+	+	+
63. <i>Puzosia Mayoriana</i> var. <i>africana</i> KIL.				+	
64. <i>Puzosia insculpta</i> KOSSM.					+
65. <i>Puzosia Kiliani</i> P. FALL., 1920				+	+
66. <i>Puzosia Kiliani</i> var. <i>inornata</i> P. FALL., 1920				+	
67. <i>Puzosia Nolani</i> P. FALL. (Ce groupe de <i>Puzosia</i> témoigne d'une très grande variabilité. Il faut le considérer comme un grand ensemble plastique où les coupures sont arbitraires)				+	
68. <i>Latidorsella latidorsata</i> MICH. sp. em. JACOB	+	+	+	+	+
69. <i>Latidorsella latidorsata</i> var. <i>complanata</i> JACOB.	+	+	+	+	+
70. <i>Latidorsella latidorsata</i> var. A et B. de KOSSMAT				+	
71. <i>Belemnites</i> sp.			+	+	
72. <i>Cidaris</i> sp.				+	
73. <i>Gastropodes</i> indéterminables.	+	+		+	
Espèces des marno-calcaires supérieurs.					
74. <i>Acanthoplites Nolani</i> SEUNES sp.	+				
75. <i>Acanthoplites Nolani</i> var. <i>subrectangulata</i> SINTZ.	+				
76. <i>Acanthoplites Nolani</i> var. <i>pygmæa</i> SINTZ.	+				
77. <i>Mortoniceras instatum</i> SOW. sp.	+			+	+
78. <i>Mortoniceras Candollianum</i> P. et RX. sp.	+			+	
79. <i>Mortoniceras Roissyanum</i> D'ORB. sp.	+			+	
80. <i>Mortoniceras Hugardianum</i> D'ORB. sp.				+	
81. <i>Mortoniceras</i> sp.				+	
82. <i>Douvilleiceras inæquinodum</i> PAR. et BONAR. sp.				+	
83. <i>Puzosia Mayoriana</i> D'ORB. sp. emend. JACOB			+	+	
84. <i>Puzosia</i> sp.				+	
85. <i>Anisoceras alternatum</i> MANTELL.	+			+	
86. <i>Anisoceras armatum</i> P. et RX.			+		
87. <i>Turrilites Bergeri</i> BRONGN. (Région d'Alaró).					
88. <i>Terebratula</i> sp.	+	+	+	+	
89. <i>Rhynchonella Moutoniana</i> D'ORB.			+		
90. <i>Belemnites aptiensis</i> var.			+	+	
91. <i>Inoceramus concentricus</i> PARK.				+	+
92. <i>Oxyrhina macrorrhiza</i> PICT.				+	

IV. LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE L'ÎLE DE MAJORQUE

Les formations du Crétacé supérieur qui ont été signalées par les auteurs à Majorque sont de deux sortes. HAIME cite *Cyclolites elliptica* LMK. et deux autres Polypiers appartenant à la partie supérieure du Crétacé, qu'il aurait vus dans la collection Conrado et qui auraient été recueillis dans la Sierra de Majorque. HERMITE, n'ayant trouvé aucun indice de l'existence des niveaux correspondants dans l'île, n'a pas retenu cette mention.

M. L.-M. VIDAL a décrit récemment une faune comportant le genre *Lychnus*, recueillie dans les couches à lignite de Binisalem et en a conclu à l'âge garumnien de ces formations. Nous avons discuté cette opinion dans une note déjà ancienne publiée avec M. DEPÉRET, et dont la conclusion est qu'il faut placer les lignites de Binisalem dans l'Oligocène (voir ch. V).

L'existence du Crétacé supérieur au centre ou au nord de l'île n'est donc pas établie.

Par contre M. DARDER vient d'en trouver un gisement dans les montagnes d'Arta. D. LORENZO GARCÍAS nous avait montré en 1914, lorsque nous traversâmes cette région avec M. KILIAN, quelques exemplaires de *Micraster* sp. Mais le gisement de ce fossile nous avait échappé lors de nos dernières recherches.

Les Echinodermes recueillis par notre confrère sont actuellement étudiés par M. L.-M. VIDAL. Si l'âge du Crétacé ainsi découvert se trouve confirmé, la preuve sera enfin établie que la partie S.E au moins de Majorque a subi la transgression du Crétacé supérieur. De même, comme le fait observer M. DARDER, ce fait rendra de la vraisemblance à la mention du *Cyclolites* faite par HAIME.

Le fait important est que cette transgression, affectant les éléments les plus méridionaux de l'île, confirme l'existence d'une mer sénonienne au S.E. de Majorque.

V. COORDINATIONS. — LE CRÉTACÉ DE MAJORQUE

A la transgression tithonique succède une phase de sédimentation relativement profonde, également répartie sur toute l'île de Majorque, au moins jusqu'au Barrémien supérieur. Les faunes, qui nous ont été conservées, sont toutes formées d'Ammonites lisses ou peu ornées, alors que les Hoplitidés, sont très rares. Le seul groupe se rattachant à cette famille qui soit abondamment représenté est celui des *Crioceras*, formes déroulées. Les Brachiopodes sont rares et appartiennent à des espèces communes dans les mers relativement profondes. Les Bivalves, les Gastropodes, les Echinodermes sont peu fréquents, et les représentants de ces derniers appartiennent à des genres d'habitat plus bathyal que les Spatangues que nous rencontrerons, par contre, si abondamment dans les couches à Orbitolines de l'île d'Ibiza.

Nous avons déjà montré que la fin du Barrémien est marquée, dans le S.O. de la chaîne, par un approfondissement de la mer, lequel se traduit par une sédimentation plus argileuse et par les caractères de la faune. Bien que la découverte de *Acanthoplites Tobleri* JACOB soit un indice de l'existence de l'Aptien à Bendinat, et par voie de conséquence à San Muntaner, il demeure possible qu'un hiatus existe dans la sédimentation entre la partie supérieure de l'Aptien et le Gault moyen dans cet élément tectonique, car les argiles à poterie de la petite cuvette synclinale de San Muntaner, qui sont si fines dans la zone où elles comportent des fossiles, se montrent très grossières vers la base et contiennent d'abondantes paillettes de mica. Mais il y a plus, et nous avons découvert de nombreux nodules d'ambre, les uns hyalins, les autres opaques, mais parfaitement zonés. Bien qu'aucun reste organisé n'y soit apparu, cette résine fossile n'en militerait pas moins en faveur de l'existence de quelque terre émergée, contemporaine du Gault inférieur, et l'opinion

de M. DARDER, qui admet l'émersion des parties orientales de l'île à partir de l'Aptien, y trouverait une confirmation.

En résumé le Crétacé complet existe dans la Série II de la Sierra de Majorque, du Berriasien au Gault supérieur. Il est plus que probable que son apparente réduction dans le centre et le N.E. de la chaîne est due à des effets mécaniques postérieurs à la sédimentation. La présence des mêmes terrains dans la série inférieure est encore à démontrer, toutefois le fait que les affleurements de ce substratum sont extrêmement réduits n'offre que peu de chances d'établir, par des arguments précis, le rôle qu'a pu y jouer le Crétacé.

Dans la Série III, l'Aptien manquerait en partie, ou, au moins, on aurait à ce moment et au Gault inférieur des indices d'émersion. Toutefois le caractère bathyal des faunes partout où elles se rencontrent, les relations dont elles témoignent, par leurs éléments mêmes, avec les régions tunisiennes et même avec des provinces beaucoup plus orientales, l'absence de sédiments détritiques autres que les paillettes de mica de la base du Gault, tendraient à prouver que, s'il y a eu émersion, elle fut, tout au moins en ce qui concerne les abords immédiats de Palma, peu étendue.

L'importante découverte, qu'a faite notre savant confrère M. DARDER, du gisement de *Micraster* dont nous avons vu jadis quelques exemplaires sans les mentionner — car nous ne les avons pas recueillis nous-même — montre que, si Majorque est entrée, dès le Cénomani en une phase d'émersion, elle n'en a pas moins subi l'effet de la grande transgression sénonienne, au moins dans la partie S.E. des éléments tectoniques qui forment l'île. M. DARDER va d'ailleurs plus loin dans ses conclusions. N'ayant pas recueilli dans les montagnes d'Arta de fossiles crétacés postérieurs à l'Hauterivien, il conclut à une émersion de cette région du Barrémien au Crétacé supérieur. Peut-être l'état des dislocations tectoniques de ces montagnes rend-il difficile la distinction exacte des niveaux stratigraphiques. A première vue, il nous paraîtrait étrange que l'émersion ait commencé ici dans le temps où l'approfondissement de la mer était général dans des parages voisins. L'observation de M. DARDER n'en apporte pas moins un argument sérieux à l'appui de l'hypothèse d'après laquelle l'Aptien et le Gault ne se seraient pas déposés dans la partie méridionale de Majorque.

VI. LE CRÉTACÉ DE L'ÎLE D'IBIZA

Nous avons résumé dans une note à l'Académie des Sciences, rédigée en collaboration avec M. H. TERMIER [36], les caractères de la faune bathyale du Crétacé de cette île, montrant la prépondérance des formations profondes dans la partie méridionale et l'invasion progressive du faciès urgonien dans la partie N.O. de cette terre, et faisant observer que ce passage d'un faciès à l'autre ne se fait pas avec la rapidité que le rapprochement actuel de ces gisements pourrait faire supposer, car ils appartiennent à des écaillés superposées par une poussée orientée du S.E. au N.O.

Nous aurons donc à étudier le type marneux et le type zoogène du Crétacé. Le premier débute au Berriasien, soit par des couches à faune pyriteuse, soit par des marno-calcaires. Dès l'Hauterivien, le faciès plus ou moins marneux devient la règle et se poursuit jusqu'au Gault dans le S.E. de l'île.

Le type zoogène fait sans doute suite à des formations pyriteuses du Valanginien et peut-être de l'Hauterivien, mais il ne se montre franchement réalisé que vers l'Hauterivien supérieur et surtout au Barrémien, à l'Aptien, et probablement au Gault inférieur.

1° CRÉTACÉ A FACIÈS BATHYAL

Nous décrirons pour commencer le type profond tel qu'il s'observe à la suite des divers affleurements de marnes tithoniques de San Vicente, de Llibrell, du cap Falcó et de la Punta Yondal.

PUNTA GROSSA, CALA DE SAN VICENTE, PUNTA YONDAL. — Nos coupes d'ensemble et notre description rendent compte de la grande complexité de cette région. Les faunes que nous avons étudiées et qui en proviennent ont été recueillies par NOLAN, et nous ne savons pas au juste en quels points précis elles furent ramassées.

Vers San Vicente et au flanc de la montagne de l'Atalaya, les marnes forment une série continue. A la faune tithonique que nous avons mentionnée font suite les faunes crétacées ci-après :

Lytoceras Juileti D'ORB. sp.
Phylloceras Prendeli KAR.
Astieria Atherstoni SHARPE sp.
Astieria hispanica MALL. sp.
Neocomites occitanicus PICT. sp.

Neocomites neocomiensiformis HOHENEGG. (UHLIG).
Astieria Sayni KIL. sp.
Spitidiscus incertus D'ORB. sp.
Spitidiscus rotula SOW. sp.

y représentent l'Hauterivien ;

Desmoceras strettostoma UHL.
Puzosia Matheroni D'ORB. sp.
Uhligella Seguenzæ COQ. (SAYN).
Uhligella Nabdalsa COQ. (SAYN).
Silesites n. sp.

Spitidiscus Druentiacus KIL.
Parahoplites angulicostatus PICT. sp.
Hamulina Astieri D'ORB. (UHLIG).
Hibolites minaret RASP. sp.

y représentent le Barrémien ; enfin l'Aptien y est à son tour caractérisé par :

Macroscaphites Yvani D'ORB. sp. var. *striatisulcatus* D'ORB. sp.
Oppelia Nisus D'ORB. sp.

Parahoplites Deshayesi D'ORB. sp.
Douvilleiceras Martini D'ORB. sp.

La collection NOLAN renferme comme provenant du Puig Àguila, c'est-à-dire du versant S. de la vallée de San Vicente, des fossiles albiens légèrement glauconieux qui complètent la série, savoir :

Phylloceras sp.
Douvilleiceras mamillatum SCHL. sp.
Turrillites Puzosianus D'ORB. sp.

Latidorsella latidorsata MICH. em. JACOB.
Panopæa plicata D'ORB.
Panopæa Prevosti D'ORB.

C'est au flanc normal du même ensemble tectonique que se rattache le gisement de la Cala del Jonch. Nous y avons cité, dans notre étude avec M. H. TERMIER, de rares Ammonites du Néocomien inférieur :

Thurmannia (Kilianella) pexiptycha SAYN.
Desmoceras Gouxi SAYN.
Duvalia cf. *Orbignyana* RASP. sp.

Hibolites Josephinæ HONN. sp.
Hibolites minaret RASP. sp.

et plus de cinquante espèces réparties entre le Barrémien et l'Aptien.

CABO LLIBRELL. — On verra, figure 48, le dispositif du pli couché où sont conservées les marnes crétacées de ce gisement. La limite entre le Jurassique supérieur et le Tithonique nous est inconnue. Il est probable que le Néocomien commence aux couches plus plissotées, mais nous n'avons pas retrouvé dans cet ensemble de calcaires lités les *Duvalia* qu'y mentionnent VIDAL et MOLINA.

La faune, que nous avons récoltée avec autant de soins que possible, dans les divers niveaux portés sur notre schéma, n'est pas sans mélange, ce qui s'explique par le transport des fossiles par les eaux de ruissellement. Nonobstant, on peut distinguer le passage graduel de faunes en majorité aptiennes des couches 1 et 2 à un ensemble où prédominent les espèces barrémiennes (couches 3 et 4) La couche 5 est un repère, car elle est formée de marno-calcaires desquels nous avons extrait : *Pulchellia* sp.

Les couches 6 et 7 appartiennent encore au Barrémien, car on retrouve *Pulchellia puchella* D'ORB. sp. dans la dernière, où apparaissent du reste d'assez nombreuses formes hauteriviennes. Malgré l'épaisseur relative de cet ensemble marneux qui atteint près de 100 mètres, alors que les assises qui séparent la couche 7 de l'Oxfordien en mesurent à peine davantage, nous sommes conduit à y voir la partie terminale de l'Hauterivien, le Barrémien et les couches de passage du Barrémien à l'Aptien. Les couches 8, 9 et 10 seraient néocomiennes; 11, les calcaires lités du Jurassique supérieur; 12, l'Oxfordien rouge; 13, les dolomies du Trias.

L'Hauterivien est, par contre, mieux représenté dans la continuation de cette bande marneuse vers Santa Eulalia. La réunion des matériaux de NOLAN et des nôtres nous a, en effet, donné toute une faunule où l'on observe, parmi une majorité de formes hauteriviennes, quelques Ammonites



FIG. 48. — Coupe du Cabo Llibrell, prise de la Cala Llibrell. (Echelle : 1/15.000^e.)

valanginiennes et barrémiennes. La coupe qui montre les rapports de ces marnes avec les calcaires jurassiques de la Montaña Fita et du Puig Redó (fig. 36) indique dans sa partie S.E. la tête anticlinale de Trias encapuchonnée d'Oxfordien, qui est la continuation du même accident porté figure 48 sur notre coupe du Cap Llibrell.

C'est, enfin, à la continuation, vers Ibiza, du pli couché de Llibrell, que se rattache le massif du Puig Moltons et du Cabo Martinet dans lequel on trouve les marnes néocomiennes et des marno-calcaires valanginiens et berriasiens.

Les faunes des divers gisements de ce massif sont groupées par étage ci-dessous. Celle de Cala Moltons est formée de fossiles calcaires; les autres d'Ammonites pyriteuses, sauf pour la couche de base (8) du Barrémien de Llibrell, qui est aussi marno-calcaire.

La Cala Moltons a fourni à NOLAN, outre des Ammonites tithoniques qui, du reste, caractérisent la partie terminale de l'étage : *Berriasella carpathica* ZITT. sp., *Kilianella Roubaudiana* D'ORB. sp., *Duvalia ensifer* OPP. sp., etc.

Berriasella Boissieri PICT. sp.
Neocomites neocomiensis D'ORB. sp.
Neocomites neocomiensiformis HOHENEGG. UHL.
Neocomites oxygonius N. et UHL. sp.
Neocomites occitanicus PICT. sp.
Astieria Atherstoni SHARPE sp.

Hibolites pistilliformis BLAINV. sp.
Duvalia conica BLAINV. sp.
Duvalia Orbignyana DUVAL sp.
Duvalia sp.
Pecten Euthymi PICT.
Rhynchonella lineolata PHILL.

La faune des marnes du N. de la Montaña Fita nous a fourni :

Lyloceras cf. *obliquetrangulatum* KIL.
Holcostephanus stephanophorus MATH. sp. (valanginien).
Astieria Astieriana D'ORB. sp.
Astieria hispanica MALL. sp.
Spitidiscus intermedius D'ORB. sp.
Spitidiscus intermedius var. *alcoyensis* NICKL. sp.
Spitidiscus incertus D'ORB. sp.

Spitidiscus Nicklesi KAR. sp.
Spitidiscus sp.
Acanthodiscus Oltmeri N. et UHL. sp.
Neocomites paucinodus N. et UHL.
Neocomites oxygonius N. et UHL. sp.
Duvalia dilatata BLAINV. sp.
Aptychus angulicostatus P. et DE LOR.
Rhynchonella lineolata PHILL.

Enfin les marnes mêmes de la Cala Llibrell contiennent :

Couches 1 et 2 :

Macroscaphites Yvani D'ORB. sp. var. *striatisulcatus* D'ORB.

Hamulina Boutini MATH. sp.

Couches 3 et 4 :

Phylloceras Thetys D'ORB. sp.

Puzosia cf. *Matheroni* D'ORB. sp.

Neohibolites semicaliculatus BL. sp. var. *minor* KIL.

Couche 5 :

Pulchellia sp.

Couche 6 :

Leptoceras Cirtæ COQ.

Couche 7 :

Lytoceras Liebigi ZITT.

Macroscaphites Yvani D'ORB. sp.

Phylloceras Rouyanum D'ORB. sp.

Phylloceras picturatum D'ORB. sp.

Phylloceras Thetys D'ORB. sp.

Phylloceras Ernesti UHL.

Pulchellia pulchella D'ORB. sp.

Desmoceras (Beudanticeras) strettostoma UHL.

Desmoceras (Beudanticeras) subdifficile KAR.

Desmoceras hemiptychum KIL.

Desmoceras sp.

Uhligella Seguenzae COQ. in SAYN.

Puzosia Matheroni D'ORB. sp.

Puzosia cf. *Melchioris* TIETZE sp.

Silesites Seranonis D'ORB. sp. var. *interpositus* COQ.

Duvalia Grasi DUVAL sp.

Couche 8 :

Desmoceras (Puzosia?) assimile MATH. sp.

Holcodiscus Caillaudianus D'ORB. sp.

Holcodiscus zig-zag KARST. sp.

Holcodiscus sp.

Acanthoplites angulicostatus D'ORB. sp.

Hibolites jaculiforme SCHMITZ.

Duvalia lata BLAINV.

Inoceramus cf. *aucella* TRAUTSCH.

Cette série se montre donc, comme celle de la Cala del Jonch, continue de l'Hauterivien supérieur à l'Aptien. Ce dernier étage se retrouve dans la coupe ambiguë de la cote 144. Nous y avons recueilli dans des marno-calcaires clairs et tendres :

Nautilus neocomiensis D'ORB.

Macroscaphites Yvani D'ORB. sp.

Parahoplites furcatus SOW. sp.

Quant au Gault, nous n'en avons pas observé de fossile. Mais NOLAN a trouvé : *Mortonicerias inflatum* SOW. sp., non loin de Santa Eulalia.

RÉGION DU CABO FALCÓ ET DE LA PUNTA YONDAL. Nous avons donné au sujet de l'Oxfordien la coupe des couches du Cabo Falcó. On se trouve ici, comme dans le massif de Llibrell, dans le flanc renversé d'un anticlinal couché dont le cœur est formé de terrains triasiques et oxfordiens et dont l'enveloppe néocomienne est constituée par des marnes. Nous n'avons observé ces marnes qu'en peu de points le long de la côte S.O., à l'extrémité méridionale de la Playa Codola; NOLAN y a recueilli la faunule tithonique que nous avons mentionnée plus haut. Cette série marneuse se poursuit vraisemblablement sous les alluvions qui séparent le massif de Falcó de celui de Yondal.

Ce dernier présente une coupe analogue à celle du Cabo Falcó, en série renversée pendant au S.E. (fig. 49), la succession des assises y est de bas en haut.



FIG. 49. — Coupe du Crétacé de la Punta Yondal, prise du rivage de la Cala Yondal. (Echelle : 1/10.000^e.)

- | | |
|---|-----------|
| 1° Lits calcaires séparés par des délits marneux | 9 mètres. |
| 2° Marnes jaunes à fossiles pyriteux, terminées par des bancs plus durs | 6 — |
| 3° Alternances de bancs marno-calcaires et de marnes bleues | 10 — |
| 3' Marnes sableuses stériles | 30 — |
| 4° Marnes à Céphalopodes déroulés | 15 — |
| 5° Alternances de marnes bleues et de marno-calcaires gréseux jaunes | 35 — |

- 6° Calcaires légèrement marneux froissés et ressoudés par des veines de calcite alternant avec des marnes noires 30 —
 7° Calcaires à traces pyriteuses avec Belemnites.

Nous avons recueilli dans ces diverses couches les fossiles suivants :

Couche 1 :

Phylloceras Rouyanum D'ORB.
Phylloceras sp.
Parahoplites Deshayesi LEYM. sp.
Neohibolites semicanaliculatus BLAINV. sp.

Couche 2 :

Lytoceras sp.
Macroscaphites Yvani D'ORB. sp. var. *striatisulcatus* D'ORB.
Ptychoceras læve MATH.
Hamulina sp.
Phylloceras Thetys D'ORB. sp.
Phylloceras sp.
Desmoceras strettostoma UHL.
Desmoceras subdifficile KAR.
Desmoceras sp. gr. de *D. Parandieri-Dupinianus*.
Desmoceras sp.
Uhligella Monicae COQ. sp.
Silesites seranonis D'ORB. sp. var. *interpositus* COQ.
Acanthoplites angulicostatus D'ORB. (PICTET.)
Parahoplites Deshayesi LEYM.
Parahoplites Weissi-consobrinus UHL.
Douvilleiceras Martini D'ORB. sp.

Toxoceras sp.

Neohibolites semicanaliculatus BL. var. *minor* KIL.
Neohibolites semicanaliculatus var. *Strombeckiformis* STOLL.

Hibolites Josephinae HON. (?)

Gasteropodes indéterminables.

Couche 3 :

Acanthoplites angulicostatus D'ORB. (PICT.) très abondant.

Couche 4 :

Baculites sp.
Phylloceras Rouyanum D'ORB. sp.
Phylloceras infundibulum D'ORB. sp.
Desmoceras difficile D'ORB. sp.
Desmoceras subdifficile KAR.
Desmoceras psilostoma UHL. sp.
Puzosia Angladei SAYN.
Puzosia sp.
Acanthoplites angulicostatus D'ORB. sp. (PICT.).
Ancyloceras douteux (voisin d'*A. Urbani* N. et UHL., de l'Allemagne du Nord.)
Toxoceras n. sp.
Leptoceras cf. *assimile* UHL.
Duvalia Grasi DUV. sp.

Cette succession d'assises montre encore ici des couches franchement aptiennes, puis des couches de passage barrémo-aptiennes, enfin un niveau franchement barrémien. Nos couches 5 à 7 doivent correspondre pour une part à l'Hauterivien, bien que nous n'y ayons pas recueilli de fossiles triés et classés comme provenant de leurs marnes.

Mais cette faune, que nous avons récoltée avec le souci de séparer autant que possible les fossiles provenant des diverses couches, ne représente qu'une partie des formes de ce gisement. Outre les espèces citées, il convient de mentionner celles, dont les noms suivent, qui ont été, pour la majeure partie, récoltées par NOLAN, en cet endroit, et dont nous ignorons la couche de provenance. On verra d'ailleurs que, à part quelques espèces qui démontrent l'extension de la série jusqu'au Gault, toutes ces Ammonites rentrent dans le cadre stratigraphique donné par notre coupe et la complètent, en montrant l'Hauterivien, et peut-être le Valanginien, représentés dans cette série :

GAULT

Hamites attenuatus Sow. sp.
Phylloceras Velledæ MICH. sp.
Desmoceras cf. *Revoili* PERV.
Latidorsella latidorsata MICH. (JACOB).

APTIEN

Lytoceras crebrisulcatum UHL.
Lytoceras strangulatum D'ORB. sp.
Tetragonites Jacobi KIL.
Heteroceras Astierianum D'ORB. sp.
Phylloceras Thetys D'ORB. sp.
Phylloceras cf. *lateumbilicatum* PERV.

Phylloceras cf. *lyticroide* P. FALL.
Oppelia Nisus D'ORB. sp.
Uhligella cf. *impressa* D'ORB. sp.
Plicatula placunea LMK (très rare.)

BARRÉMIEN

Costidiscus recticostatus D'ORB. sp.
Phylloceras Eichwaldi KAR.
Phylloceras Prendeli KAR.
Heintzia Ouachensis SAYN. sp.
Desmoceras cassidoides UHL. sp.
Holcodiscus fallax COQ. (MATH.) sp.
Holcodiscus Henoni COQ. (SAYN.) sp.

BARRÉMIEN

Astieridiscus Menglonensis SAYN. sp.
Hibolites minaret RASP. sp.
Hibolites jaculum UHL.

Neocomites Mortilleti DE LOR. sp.
Crioceras Emerici D'ORB. sp.
Crioceras Jurense KIL. sp.
Duvalia dilatata BL. sp.

HAUTERIVIEN

Lissoceras Grasianum D'ORB. sp.
Streblites Sayni PAQU. sp.
Astieria Sayni KIL. sp.
Spitidiscus intermedius D'ORB. sp.
Spitidiscus intermedius var. *alcoyensis* NICKL. sp.

VALANGINIEN

Phylloceras semisulcatum D'ORB. sp.
Phylloceras serum OPP.
Astieria Astieriana D'ORB. sp.
Bochianites n. sp.
Terebratulula Mouloniana D'ORB. sp.

Bien que, d'après nos observations personnelles, les couches de l'Hauterivien se montrent ici sous un faciès où les bancs calcaires sont plus importants que dans la partie Nord de la Montaña Fita, nous constatons donc que la série est complète dans cette partie de l'île comme vers le N.E. et qu'on la suit depuis le Tithonique (*Falcó*) jusqu'au Gault, sans aucune intercalation de formations urgoniennes. Cette observation prendra tout son intérêt lorsque nous aurons à discuter les conditions de la répartition des faciès du Crétacé dans l'île d'Ibiza.

On verra dans notre description sommaire de l'île que les éléments de la série d'Ibiza forment la partie méridionale du Massif du Puig Sirer (pl. IX). Ce sont donc les mêmes couches que nous retrouverons au Puig Lluqui qui fait face à la Montaña Gibart et continue vers le Nord la Sierra Yondal. Nous donnons une coupe de ce sommet, mais ne reproduisons pas la liste des fossiles qui s'y trouvent, car elle est composée, à très peu de choses près, des mêmes espèces que nous venons de mentionner à Yondal.

RÉGION DE CUBELLS ET DU CABO LLENTRISCA. — Il est très difficile de dire, en l'état actuel de nos connaissances, si les dépôts crétacés qui forment la presque totalité du versant S.E. de ce groupe de sommets doivent être rattachés à la série d'Ibiza ou si une ligne de contact anormal les sépare des régions où nous venons de décrire les sédiments marneux du Crétacé. Une assez large surface d'abrasion, recouverte de dépôts superficiels, s'étend entre la montaña Gibart et la Serra Badell. Au N. de cette surface, émerge des alluvions un petit sommet, que la route de Cubells contourne par le Nord, après avoir passé le barranco de Can Esteva. Ce sommet est formé de calcaires urgoniens. A l'Est, le fond du ravin est formé de marnes crétacées. Entre le vallon et la route de S. José, le massif du Puig Barda paraît constitué de calcaires lités du Jurassique supérieur et du Néocomien, analogues aux sédiments de la Série d'Ibiza. Il semble que ce soit entre le P. Barda et le sommet urgonien que passe la ligne de contact anormal séparant les deux séries, mais il convient de noter que le Néogène, qui délimite d'ordinaire les deux éléments tectoniques, n'apparaît que plus au Nord, à peu près en face du kilomètre 12 de la route, et qu'il se montre, là, subordonné précisément à de l'Urgonien. Si c'est ici un accident de détail de la Série Sirer-Rey, tout le massif de l'Atalayasa de San José se rattache à cette dernière. Si, au contraire, des observations ultérieures portent à attribuer ce massif à la Série d'Ibiza, les formations urgoniennes qui s'y montrent auront cet intérêt d'être les seules assises urgoniennes franches de l'élément tectonique méridional de l'île. Ces réserves ayant été faites quant à la position de ce petit massif dans l'ensemble, nous donnons ci-dessous la liste des fossiles recueillis par NOLAN dans la région de Cubells.

HAUTERIVIEN

Spitidiscus cf. *intermedius* D'ORB. sp.
Hibolites Josephinae HON. sp.
Hibolites jaculum UHL.

Desmoceras difficile D'ORB. sp.
Desmoceras hemiptychum KIL.
Acanthoplites angulicostatus D'ORB. (Pict.).
Leptoceras Henoni COQ. sp.

BARRÉMIEN

Pulchellia pulchella D'ORB. sp.

APTIEN

Tetragonites Duvali D'ORB. sp.
Ptychoceras laeve MATH.

APTIEN

Phylloceras Rouyanum D'ORB.
Phylloceras Rouyanum var. *Baborense* COQ. sp.
Phylloceras cf. *Guettardi* RASP. sp.
Phylloceras cf. *lateumbilicatum* PERV.
Oppelia Nisus D'ORB. sp.
Uhligella cf. *Boussaci* P. FALL., 1920.
Puzosia Angladei SAYN.
Puzosia Getulina COQ. sp.

Puzosia cf. *Melchioris* TIETZE sp.
Acanthoplites crassicosatus D'ORB. sp.
Acanthoplites gargasensis D'ORB. sp.
Douvilleiceras Martini D'ORB. sp.
Douvilleiceras Cornuelianum D'ORB. sp.

GAULT

Latidorsella latidorsata MICH. sp. (JACOB.)
Uhligella cf. *Dupiniana* D'ORB. sp.

Nous n'avons pas trouvé les gisements qui ont fourni cette faune à NOLAN. Il est possible qu'elle provienne en partie du Barranco de Can Esteva que traverse le chemin de l'Ermita de

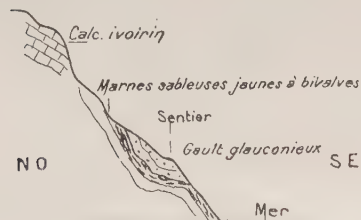


FIG. 50. — Versant méridional du Cabo Llentrisca.

Cubells. Les coupes que nous avons observées se réduisent aux suivantes. Dans le barranco qui sépare le Puig Blanch de Sa Serra, on constate sur des marnes une série de bancs de calcaires légèrement gréseux, veinés de calcite, supportant des marno-calcaires à grands *Desmoceras*, *Terebratula*, et polypiers. Puis viennent des calcaires à sections d'huîtres, un banc mince à *Desmoceras* écrasés, enfin une couche marneuse à très mauvais débris de fossiles où nous avons recueilli *Nautilus neocomiensis* D'ORB. sp., *Phylloceras Rouyanum* D'ORB. sp., *Acanthoplites angulicostatus* D'ORB. (Pict), *Desmoceras* sp., *Spitidiscus* sp., *Hibolites subfusiformis* RASP. sp.

Cette faunule qui participe de l'Hauterivien et du Barrémien montre que, déjà à ce moment, des épisodes de sédimentation peu profonde se sont enregistrés ici.

L'étude du versant du Cabo Llentrisca, que suit à flanc de coteau le sentier de Cubells à la Cala Llentrisca, nous fournit, d'autre part, une coupe qui complète par le haut la série sédimentaire caractérisée par la faune recueillie par NOLAN et mentionnée plus haut. Nous donnons (fig. 50) la coupe de ce versant, savoir :

- 1° Couche marno-sableuse jaunâtre à *Janira*.
- 2° Couche glauconieuse.
- 3° Calcaire clair à cassure ivoirine.

La couche 1 nous a fourni :

Spondylus spinosus DESHAYES.
Spondylus striato-costatus D'ORB.
Exogyra cf. *Couloni* var. *Aquila*. LMK.
Neithea Morrisi PICT. et REN.
Sphæra corrugata PICT. et CAMP.

Rhynchonella multiformis ROEM. var. nov.

La couche 2 :

Hamites Saussureanus P. et RX.
Acanthoplites gr. de *A. Milletianus* D'ORB. sp.
Mortoniceras Candollianum P. et RX. sp.
Mortoniceras inflatum SOW. sp.

Enfin NOLAN a recueilli et signalé, dans la partie terminale de la falaise de Llentrisca, *Heterodiadema Lybicum* COTT., forme cénomaniennne.

Il résulte des listes que nous venons de donner que, dans cette partie de l'île, tous les termes du Crétacé sont représentés de l'Hauterivien au Céno manien inférieur. La seule énumération des fossiles recueillis par NOLAN semblerait établir que le faciès profond à Céphalopodes pyriteux se poursuit sans interruption jusqu'à l'Albien, et qu'à ce moment seulement l'apparition de faunes de Bivalves annonce une sédimentation moins profonde. Nous avons toutefois pu constater que des intercalations à huîtres se rencontrent en de nombreux points, et notamment au versant S.E. de l'Atalayasa de S. José. Des calcaires franchement zoogènes s'observent, comme nous l'avons dit plus haut, entre la Serra Badell et le P. Barda. Jusqu'à ce que le détail de ses complications tectoniques et de sa stratigraphie ait été débrouillé, nous considérerons donc cette région de

Llentrisca comme une zone de transition où des intercalations à Bivalves ou franchement zoogènes commencent à apparaître dans les sédiments du Crétacé.

2° CRÉTACÉ A FACIÈS ZOOGÈNE

C'est dans la Série Sirer-Rey que nous notons l'apparition de formations urgoniennes, et que ce faciès revêt un caractère général. Mais les affleurements en sont assez réduits; c'est surtout vers la Cala Badella puis dans la Série d'Eubarca, ou série inférieure, qu'on peut faire une étude assez complète de ces dépôts. C'est donc là que nous en prendrons les types.

RÉGION COMPRISE ENTRE LA SIERRA SANDICH ET CALA BADELLA. — Cette région forme une zone de collines bordant le rivage sur environ 2 à 3 kilomètres de large, et dominée au S.E. par une longue

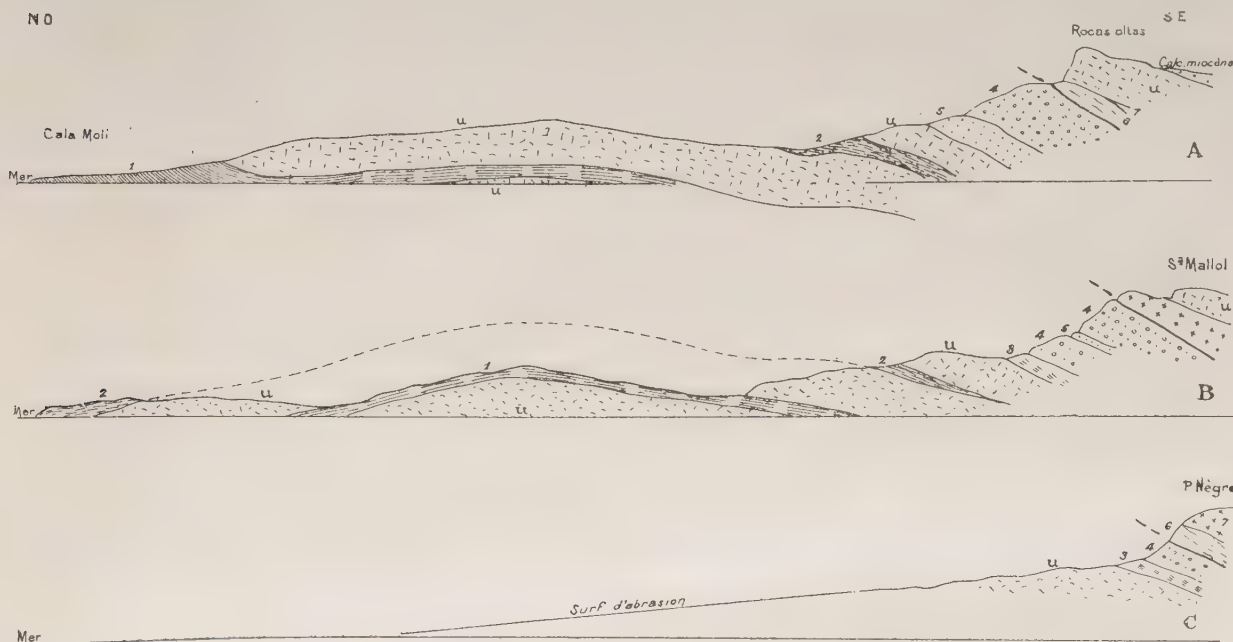


FIG. 51. — Coupes de la bordure urgonienne de Cala Moli.

A. Par Rocas Altas; B. Par la Serra Mallol; C. Par le Puig Nègre. (Echelle 1/20.000^e.)

série de crêtes plus élevées parmi lesquelles prédominent le P. Llentrisca, le P. Nègre, la Serra Mallol, Sas Rocas Altas et le Puig S'Avench. Cette arête est formée par une écaille chevauchant des poudingues néogènes transgressifs sur les formations crétacées à faciès urgonien, dont nous allons examiner la faune. Nos coupes (fig. 51) donnent le dispositif de cette imbrication. Le Crétacé présente dans l'ensemble un pendage au S.E., souvent troublé par des gauchissements de détail. Il est, de plus, possible que des cassures s'y observent dans la suite.

- 1° Niveau à Orbitolines de Cala Moli (Gargasien).
- 2° Niveau à Orbitolines du pied des rochers (Albien inférieur).
- 3° Marnes blanches.
- 4° Poudingue miocène.
- 5° Grès miocène.
- 6° Calcaire bleu lité écrasé.
- 7° Dolomies du Trias.
- U Urgonien.

La roche qui affleure le plus largement dans toute cette zone est le calcaire zoogène, que nous appellerons Urganien pour définir son aspect, mais sans prêter à ce terme de signification stratigraphique précise. L'Urganien est coupé de zones à Orbitolines. Si l'on parcourt cette région en venant de S. José, on coupera une première zone à Orbitolines dans la Serra Sandich. Une autre se retrouve au pied de Sas Rocas Altas, et repose sur une masse puissante de calcaire urgonien qui forme le Rota Mar, le P. de Mar et la Serreta de Cala Moli. Entre la Serreta et les deux premiers sommets, les eaux ont creusé un ravineau qui aboutit à Cala Moli. Cette crique permet d'observer une autre zone à Orbitolines qui se trouve donc subordonnée à la précédente. Un kilomètre avant d'arriver à Cala Badella, une masse de marnes à Orbitolines, atteignant au moins 60 à 80 mètres de puissance, apparaît en bordure de la mer. On y recueille d'abondants Echinides et quelques Céphalopodes albiens. Au torrent que coupe le sentier immédiatement avant d'arriver à Cala Badella, une partie de l'Urganien est envahie par d'innombrables *Toucasia*. A Cala Badella même, les marnes à Orbitolines sont peu fossilifères, en dehors des Foraminifères eux-mêmes.

Le Puig Pelat est formé de calcaires urgoniens, mais nous n'y avons pas retrouvé la couche inférieure à Orbitolines. Entre ce sommet et le Cap Blanch, des formations quaternaires, où prédomine le Marès, masquent tous les sédiments anciens jusqu'à 140 mètres d'altitude. Mais, au pied du Puig Nègre et de la Serra Mallol, nous avons recoupé une zone à Orbitolines qui paraît être la continuation de celle du haut de la gorge de Cala Moli.

D'après les faits qui viennent d'être énumérés, nous croyons pouvoir grouper ces divers gisements de marnes à Orbitolines en deux ensembles :

L'un inférieur, celui de Cala Moli, est daté par la faune suivante :

Parahoplites Lurensis KIL. sp.
Acanthoplites Tobleri JACOB sp.
Douvilleiceras sp. *Stobieskii* D'ORB.
Neithea Morrisi sp. P. et REN.
Panopea sp.
Plicatula placunea LMK.
Miotoxaster Collegnoi SISM.

Cidaris cf. *cydonifera* AGASS.
Tylocidaris Sorigneti DESOR. (?) ¹.
Rhynchonella multiformis ROEM.
Rhynchonella multiformis var. *Castallanensis* JAC.
 et FALL.
Rhynchonella Bertheloti KIL.
Orbitolina conoidea et *discoidea* A. GRAS.

L'autre, représenté par la masse de marnes à Orbitolines qui affleure entre Cala Moli et Cala Badella, nous a fourni :

Douvilleiceras mamillatum SCHLOTH. sp.
Neithea Morrisi P. et REN.
Exogyra Aquila D'ORB.

Plicatula placunea LMK.
Rhynchonella multiformis ROEM. var. nov.

Il semble donc que l'un des niveaux à Orbitolines se rattache à l'Aptien, ou plus exactement au Gargasien, et que l'autre appartienne déjà au Gault inférieur. La disposition sur le terrain des gisements que l'on vient de signaler prête à discussion, car il semblerait, au premier abord, que la zone de Cala Moli et de Cala Badella soit la même que celle à laquelle appartient le gisement intermédiaire. De même le peu d'indications dont nous disposons pour déterminer le détail des plis fait croire que le gisement de la Sierra Sandich doit trouver sa continuation dans le niveau marneux de l'amont de la vallée de Cala Moli, alors que la présence dans ses marnes de *Acanthoplites Tobleri* JAC. sp. paraît nous forcer de le classer dans le niveau inférieur, gargasien.

PUIG DE S'AVENCH. — Il est probable que cette montagne se rattache à l'imbrication de Rocas Altas. Nous attribuons à l'Urganien les calcaires zoogènes qui entourent sa base, soit vers Cala Moli, soit vers la Sierra Sandich, soit, enfin, vers S. José. C'est probablement d'une couche

¹ Nous ne mettons un point de doute à cette attribution que parce que SAVIN prétend que c'est à tort que COTTEAU cite cette espèce dans l'Aptien.

marneuse à Orbitolines de cette base que proviennent les fossiles ci-après recueillis par NOLAN et dont l'âge bedoulien nous oblige à les attribuer à un niveau inférieur à celui de Cala Moli :

Ancyloceras Hoheneggeri NEUM et UHL.

Desmoceras ou *Uhligella* sp.

Belemnites (*Neohibolites*) *semicanaliculatus* BLAINV.

Orbitolina sp.

Pentacrinus sp.

LES ILOTS DE L'OUEST DE LA BAIE DE SAN ANTONIO. — Conejera a été étudiée par M. VIDAL qui a parfaitement reconnu, dès 1885, l'âge aptien de son Urgonien. La partie N. de l'île est formée de calcaires à *Requienia* et à *Exogyra aquila* D'ORB. sp. La moitié S. est recouverte par des conglomérats et des grès tertiaires que nous attribuons avec doute au Miocène, et sur lesquels nous aurons à revenir. Une crique entame le centre de l'île. C'est en ce point, nommé S'Ollleta, que VIDAL avait relevé sa coupe [84] (p. 264). Celle que nous donnons (fig. 52) est légèrement différente, car elle n'atteint pas la partie occupée par le Tertiaire. Nous distinguons de bas en haut les niveaux suivants :

- U) Urgonien à *Requienia*.
- I. { a) Marne sableuse stérile 0 m. 50
 b) Couche à *Plicatula placunea* LMK. 1 m. 50
 c) Marnes à rares Brachiopodes 1 m. 50
- II. { d) Couche marno-sableuse pétrie de Brachiopodes et d'Oursins.
 e) Marnes à *Rhynchonella Bertheloti* KIL.



FIG. 52. — Coupe de l'île Conejera.
(Echelle 1/7.500°.)

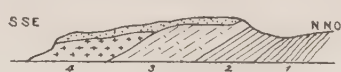


FIG. 53. — Coupe de l'île Espartó.
(Echelle 1/7.500°.)



FIG. 54. — Coupe de l'île den Bosque. (Echelle 1/7.500°.)

L'ensemble de couches I nous a fourni :

Nautilus plicatus FITT.

Nautilus cf. *neocomiensis* D'ORB. sp.

Parahoplites Lurensis KIL.

Parahoplites furcatus SOW. sp.

Parahoplites gr. *Weissi-consobrinus*.

Acanthoplites Tobleri JAC. sp.

Neithea Morrisi P. et REN.

Exogyra aquila D'ORB. sp.

Perna sp.

Trigonia Archiaciana D'ORB.

Heteraster oblongus COTT.

Plicatula placunea LMK.

Toucasia sp.

Terebratula Dutempleana D'ORB.

Rhynchonella multififormis ROEM. var.

Rhynchonella Bertheloti KIL.

Nous avons, d'autre part, recueilli dans l'ensemble de couches II :

Parahoplites furcatus SOW. sp.

Douvilleiceras sp.

Desmoceras sp.

Belemnites semicanaliculatus BLAINV. sp.

Exogyra aquila D'ORB.

Plicatula placunea LMK.

et les mêmes Brachiopodes que dans la couche inférieure.

Espartó. — Cette île fut aussi étudiée par VIDAL qui y recueillit les fossiles suivants, dont nous n'avons retrouvé qu'une partie, mais qui doivent provenir de la couche que nous portons sous le numéro 2, sur notre figure, comme la *Rh. Bertheloti* que nous y avons récoltée.

Neohibolites semicanaliculatus BL. sp.

Douvilleiceras Martini D'ORB. sp.

Rhynchonella Bertheloti KIL.

Rhynchonella lata D'ORB.

Tapes parallela COQ.

Janira (*Neithea*) *Morrisi* PICT. et REN.

Exogyra aquila D'ORB.

Plicatula placunea LMK.

Holctypus macropygus DES.

Epyaster polygonus D'ORB.

La coupe de l'îlot comporte (fig. 53) :

- 1° Calcaires sableux jaunes, stériles, zoogènes.
- 2° Marnes à Orbitolines.
- 3° Marnes bleues.
- 4° Dolomies.
- 5° Marès.

Ces dolomies peuvent être interprétées de deux façons, soit que l'on y voie la preuve d'un accident tectonique faisant chevaucher l'Urgonien par le Trias, soit que l'on y voie un épisode dolomitique urgonien. Nous montrerons que des lentilles de calcaires dolomitiques semblent exister dans l'Urgonien de la région de Corona. Mais ici, il conviendrait de vérifier, auparavant, la solution tectonique. En effet, les roches de Porros sont formées de dolomies noires, Bleda Plana est formée de dolomie rougie par des matières organiques. Le Cap Vermell tire son nom de cette coloration. L'escuy de Cap Vermell montre sur de la dolomie à cassure claire, mais rougie, pareillement, un lambeau d'Urgonien typique. Par contre, l'Isla den Bosque comporte, sur des couches tertiaires continuant sans doute celles de Conejera, un repli, en forme de tête anticlinale, dans le centre duquel on voit des marnes rouges et bariolées avec Gypse, identiques à celles du Trias (fig. 54). Il serait très étrange que ce fût, en ce seul point, un faciès spécial du Néogène. Les couches bigarrées y semblent injectées dans des poudingues à gros éléments. Cette observation a été faite à 40 mètres, à la jumelle, l'état de la mer ayant rendu tout débarquement impossible. Suivant l'interprétation qu'une étude plus complète permettra de donner à ce détail, il y aura lieu d'admettre l'une ou l'autre des explications relatives aux dolomies des autres îles, et particulièrement d'Espatò.

Quant à la stratigraphie de l'Urgonien, l'étude de ce groupe d'îlots nous y montre simplement des niveaux à Orbitolines aptiens, correspondant à celui de Cala Moli.

L'Urgonien de la Série d'Eubarca entre Cala Salada et Cala Charraca. — CALA SALADA. La limite des écaïlles est incertaine dans cette région. Il semble toutefois que la frange de terrains urgoniens surmontés de Néogène que l'on observe sur une largeur variable depuis la Cala Salada doive être rattachée à la Sierra d'Eubarca.

La coupe de la partie inférieure du vallon de Cala Salada nous a montré la succession suivante de bas en haut (fig. 55) :

- | | |
|--|------------|
| 1° Calcaire urgonien à <i>E. aquila</i> et <i>Toucasia</i> . | |
| 2° Grès lités | 1 mètre. |
| 3° Calcaire gréseux sans fossiles | 2 m. 50 |
| 4° Marnes à Orbitolines | 15 mètres. |

Les marnes à Orbitolines contiennent des fossiles de conservation médiocre.

Hamites cf. *rotundus* Sow.

Douvilleiceras sp.

Neohibolites semicanaliculatus BL. sp.

Exogyra aquila D'ORB.

Plicatula placunea LMK.

Toxaster sp.

Rhynchonella Bertheloti KIL.

Bien que le *Hamites* soit simplement une forme voisine de l'espèce albienne, cette faune n'en a pas moins un caractère assez récent.

SAN MIGUEL. — La vallée de San Miguel est prise en écharpe par une surface de contact anormal (pl. IX). Sous la masse charriée, un Néogène, assez puissant, recouvre partiellement des assises crétacées que, lors de nos recherches, nous avons classées en bloc dans l'Urgonien, mais dans lesquelles NOLAN a recueilli une faune d'après laquelle les formations de ce type semblent avoir débuté dès l'Hauterivien supérieur ou le Barrémien inférieur, pour se continuer jusqu'à l'Aptien supérieur ou au Gault.

Les Echinodermes y sont extraordinairement abondants :

Acanthoplites angulicostatus D'ORB. sp.
Toxaster retusus LMK.
Toxaster gibbus AG.
Alectryonia rectangularis ROEM. sp.
Desmoceras cassidoides UHL. sp.
Desmoceras sp.
Crioceras Roemeri N. et UHL.
Pulchellia sp.
Exogyra Couloni DEFR. sp.
Heteraster oblongus COTT.

Pseudodiadema Raulini DESOR.
Hemicidaris clunifera DES.
Cidaris cydonifera AGAS.
Terebratula depressa LMK.
Zeilleria tamarindus var. *Tilbyensis* DAV.
Nerinea Vogtiana DE MORT. (MOESCH, *Säntis*, pl. II, fig. 4).
Desmoceras Parandieri D'ORB. sp.
Holaster cf. *Perezi* SISM.

Encore que ces déterminations méritent des réserves quant à leur degré d'exactitude, il semble bien que la série crétacée se présente, ici, avec une extension verticale néritique et zoogène, plus considérable que dans le reste de l'île. Les bancs de calcaires urgoniens correspondent surtout à l'Aptien.



FIG. 55. — Coupe du Crétacé de Cala Salada. (Echelle 1/7.500^e.)

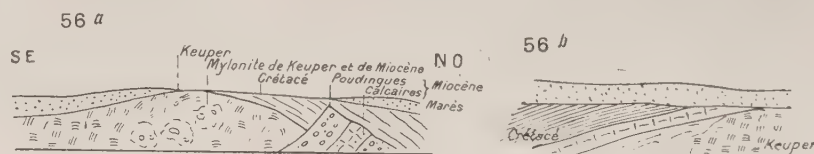


FIG. 56. — Deux coupes de la côte à l'Est de la Punta Charraca (Ibiza).

CALA CHARRACA. — C'est vers la Cala Binirras, à l'O. de Cova Orença, que la série d'Eubarca disparaît sous la série Sirer-Rey, qui atteint, à partir de ce point, la côte septentrionale de l'île. Toutefois, il nous paraît probable que les couches à Orbitolines qui apparaissent, avec des grès et des conglomérats néogènes, dans le flanc E. de la Punta Charraca, devront être rattachées à la série inférieure, bien que des formations urgoniennes de la série moyenne entourent le fond de cette crique. Notre figure 56 montre dans quel état d'écrasement et de dislocation ces couches litigieuses se montrent mêlées au Trias.

Nous n'avons pu y recueillir que les quelques formes ci-après :

Neithea Morrisi PICT. et REN.
Exogyra Couloni DEFR. sp.

Alectryonia rectangularis ROEM. sp.
Plicatula planunea LMK.

Les calcaires urgoniens de la série intermédiaire montrent dans cette région une grande extension et forment le socle d'une partie des montagnes de Pujol, Charracó, Descuberta, etc. Nous n'y avons toutefois pas recueilli de faune intéressante. Leurs assises supportent des masses de poudingues miocènes importantes sur lesquels reposent les témoins triasiques de l'Atalaya San Juan et du Puig Masson (voir ch. XXII). Les couches urgoniennes sont séparées du Trias dolomitique, en recouvrement sur les assises de la série d'Eubarca, par des calcaires analogues à ceux qu'en d'autres points nous avons rapportés au Jurassique supérieur; mais le liséré d'Oxfordien rouge fossilifère manque à la base de ces derniers.

Episodes dolomitiques dans les formations urgoniennes. — En un certain nombre de points des deux séries où s'observe le faciès urgonien, on voit, en contact avec les calcaires typiques de ces formations, des dolomies claires dont les rapports avec le Crétacé demeurent mal précisés. Nous énumérons quelques exemples propres à montrer ces contacts dépourvus de brèches ou de conglomérats ou même de simples discordances.

a) Au N.E. de l'Atalaya San Antonio une étroite vallée d'alluvions est bornée par un massif où pointent la dolomie et l'Urgonien. La coupe est donnée figure 57 b.

400 mètres plus au N.E. au point où bifurquent le chemin de Corona et celui du Puig Nonó, les rapports de ces terrains seraient selon la figure 57 a.

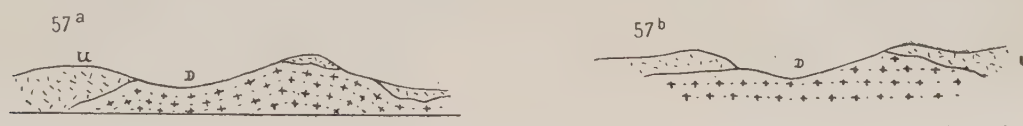


FIG. 57. — Coupe de l'Urgonien : a) à la bifurcation des chemins de Nonó et de Corona. (Ibiza).

b) au N.E. de l'Atalaya Son Antonio (Ibiza).

Urgonien (U) et dolomie urgonienne (D).

C'est-à-dire que, là, l'Urgonien reposerait sur la dolomie.

b) Les relations semblent se compliquer auprès du P. Nonó. Le passage de l'Urgonien, que l'on suit depuis Cala Salada vers le col du P. Nonó, à la dolomie, est peu net. D'après sa position l'Urgonien irait passer sous la dolomie. Cette dolomie est sableuse comme celle du Trias, mais, au P. Nonó même, elle est blonde.

c) Au N.-E. de la plaine de S^a Inès la dolomie et l'Urgonien affleurent, constamment en contact, supportant indifféremment le poudingue miocène. Dans le Sud du Massif de Serra au S.E. de S^a Inès, la dolomie semble très certainement triasique, mais les affleurements des environs de l'église du pied du Puig Racó et du Puig Andrea sont blonds et si liés à l'Urgonien que la dolomie semble n'être qu'un faciès local des dépôts urgoniens.

Descendant vers C'Antoni Musson dans la vallée morte qui se dirige de S. Mateo vers Ibiza, on voit dans les lapies le passage à l'intérieur d'un même bloc de roche, de l'Urgonien au faciès dolomitique. Il est fort probable que ce n'est pas par transgression, mais bien plutôt par passage de faciès. La dolomie serait donc urgonienne.

3° COORDINATION DES OBSERVATIONS CONCERNANT LE CRÉTACÉ D'IBIZA

De la Punta Grossa, à la Punta de Yondal, le Crétacé se montre formé d'une série continue de marno-calcaires ou de marnes à Céphalopodes qui fait suite aux marnes tithoniques à Ammonites pyriteuses et qui se poursuit jusqu'au Gault supérieur. La proportion des formes lisses va en augmentant du Tithonique au Barrémien supérieur, et ce sont les couches de passage de cet étage à l'Aptien qui se montrent les plus riches en espèces et les plus caractéristiques du faciès profond. A l'Albien apparaissent au Puig Aguila des *Panopea*, et au Cabo Llentrisca toute une faune de Bivalves qui témoignent d'une diminution de la profondeur de la mer. Nous ne connaissons pas encore de dépôts cénomaniens dans la région de San Vicente; mais, depuis les recherches de NOLAN, on sait que c'est par des couches cénomaniennes à *Heterodiadema lybicum* que se termine la série des assises du Crétacé de l'île d'Ibiza.

Nous avons, dans une note en collaboration avec M. H. TERMIER, attiré l'attention sur la différence qui sépare ces formations de haute mer, des sédiments zoogènes du Crétacé que l'on rencontre dans le centre, et surtout dans le voisinage des rivages O. et N.O. de l'île.

Des listes de fossiles qui précèdent, on peut tirer à ce sujet un ensemble de constatations intéressantes, quant à l'étude du faciès urgonien en soi, et quant aux rapports des sédiments urgoniens avec ceux de faciès profond qui se sont déposés dans le même temps.

Extension verticale et limites du faciès urgonien. — Nous ne connaissons pas dans la partie N.O. de l'île de couches crétacées plus anciennes que celles de l'embouchure du torrent de San Miguel. Malheureusement, nous n'avons pas relevé de coupe précise en ce point. La faune recueillie par NOLAN montre toutefois que l'Hauterivien y est formé de couches contenant simultanément des *Desmoceras*, des *Acanthoplites* et des *Toxaster*. Ce serait un faciès un peu plus profond que celui des marnes à Spatangues de nos pays, un faciès mixte. Nous ne pouvons que supposer que c'est au Barrémien que débutent les calcaires zoogènes à *Nerinea* et à *Toucasia*, en

cette région. Par contre, les coupes que nous avons prises vers Cala Moli et Cala Badella semblent montrer que la formation urgonienne proprement dite à *Toucasia* et *O. aquila* D'ORB., envahit tout l'Aptien et atteint le Gault inférieur. La faunule barrémienne recueillie par NOLAN au Puig S'Avench provient de marnes à Orbitolines, datées par *A. Hoheneggeri* N. et UHL. et qui sont donc bedouliennes. Nous ne savons pas si le faciès urgonien est apparu longtemps avant le dépôt de cette première zone, mais il est permis de croire qu'il débute ici comme en France au Barrémien. Dans la zone à Orbitolines de Cala Moli nous rencontrons une faune à laquelle *Parahoplites Lurensis* KIL. et *Acanthoplites Tobleri* JACOB donnent un cachet nettement aptien, peut-être même déjà gargasien. Au lieu de cesser à ce niveau, le faciès urgonien se poursuit encore puisqu'une nouvelle lentille de marnes à Orbitolines intercalée dans des calcaires urgoniens nous fournit à 2 kilomètres au S.O. une faune dont la date est fixée par *Douvilleiceras mamillatum* SCHL.

On a vu, par les exemples des îles Espartó et Conejera, que le niveau aptien à Orbitolines se retrouve ailleurs. Les restes douteux de *Hamites rotundus* et de *Douvilleiceras* de la Cala Salada montrent, d'autre part, que l'extension de la couche albienne à Orbitolines dépasse aussi les limites de la côte de Cala Badella.

Il est plus difficile de décider si les divers gisements de marnes à Orbitolines constituent des niveaux constants — des zones — ou bien s'ils apparaissent en lentilles au milieu des formations à *Toucasia* et à grandes huîtres. Pour pouvoir préciser cette question, il faudrait connaître le détail des ondulations de la masse urgonienne, et suivre, sur de plus grandes distances que nous n'avons pu le faire, les bandes marneuses. Toutefois, nous admettrions plus facilement l'hypothèse des intercalations locales, et non simultanées, de formations meubles dans l'ensemble de la série calcaire.

Les faits qui précèdent peuvent être résumés dans les propositions suivantes (fig. 58) :

1° Le faciès et les limites inférieures du Néocomien inférieur sont inconnus dans la partie septentrionale d'Ibiza;

2° Sur un Hauterivien et un Barrémien inférieur à Ammonites et à Spatangues reposent de puissantes formations de faciès urgonien, dont le début se place au cours du Barrémien et qui, coupées localement de couches à Orbitolines, bedoulienne, gargasienne et albienne, s'achèvent au début de ce dernier étage;

3° Le type normal des dépôts urgoniens est un calcaire à foraminifères contenant de nombreuses *Toucasia* et (Nonó) de grandes huîtres; toutefois, ce calcaire comporte aussi localement, et en particulier dans la série inférieure (série d'Eubarca), des intercalations dolomitiques analogues à celles que l'on connaît dans les calcaires urgoniens de France — Glandasse par exemple — mais dont la position stratigraphique précise par rapport à l'ensemble des dépôts urgoniens est encore indéterminée. Ces dolomies sont peut-être à mettre en relations avec l'existence de récifs de coraux dont il ne demeurerait plus d'autre trace.

Rapports du Crétacé à Céphalopodes avec le Crétacé zoogène. — Les formations de caractère profond sont cantonnées dans la série d'Ibiza, c'est-à-dire dans l'écaille la plus élevée parmi celles qui se chevauchent pour former l'île, et, par conséquent dans celle dont la position, avant son transport mécanique, était la plus méridionale. Nous ne connaissons pas de calcaires urgoniens dans cette écaille. Toutefois, la collection NOLAN contient une *Toucasia* indéterminable spécifiquement qui aurait été récoltée au Cabo Llibrell, c'est-à-dire dans la région où le faciès

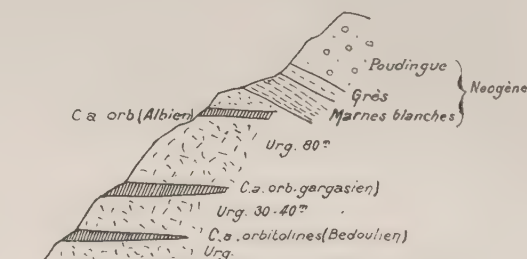


FIG. 58. — Schéma de la répartition des niveaux à Orbitolines dans l'Urgonien de Cala Moli (Ibiza).

marneux apparaît continu du Barrémien à la fin de l'Aptien, dernier étage conservé en ce point. Cette mention faite d'après une collection est très sujette à caution.

La région constituée par le Cabo Llentrisca montrerait des caractères transitoires entre le type profond et le faciès franchement zoogène. Qu'elle doive être rattachée à une série subordonnée à celle d'Ibiza ou qu'elle représente l'extrémité S.O. de cette dernière, elle n'en comporte pas moins des couches à *Exogyra aquila* qui paraissent passer à des marnes à Ammonites pyriteuses, d'après les récoltes de NOLAN. Les divers lambeaux de calcaires urgoniens conservés dans la partie médiane de l'île sont trop fragmentés par les dislocations et par l'érosion pour fournir aucun bon repère, sauf autour de l'Atalaya San Juan, où il sera possible, dans la suite, de définir la date exacte des formations sur lesquelles repose l'Urgonien franc.

La présence de faunes sensiblement identiques, dans les couches albiennes de la série supérieure et de la série d'Eubarca, indique que la cessation de la sédimentation zoogène dans la partie N.O. du bassin a correspondu à une diminution de profondeur des eaux dans la partie méridionale. Il est possible que les terrains cénomaniens se soient déposés partout dans cette région, et que leur absence très générale soit due à l'érosion dont les effets se sont poursuivis, depuis la date indéterminée de l'émersion, jusqu'à l'Oligocène supérieur ou au Burdigalien.

VII. LES TERRAINS CRÉTACÉS DE L'ÎLE DE MINORQUE

Nous n'avons pas observé personnellement le gisement de marno-calcaires crétacés, ni celui des marnes à fossiles pyriteux signalés par HERMITE. NOLAN y a par contre recueilli quelques fossiles. Nous nous bornerons à tenter de déterminer ici le niveau auquel ils correspondent et le faciès dont ils témoignent.

HERMITE donne une liste de fossiles calcaires :

<i>Desmoceras difficile</i> D'ORB. sp.	<i>Arca</i> sp.
<i>Pulchellia compressissima</i> D'ORB. sp.	<i>Pleurotomaria</i> sp.
<i>Crioceras pulcherrimum</i> D'ORB. sp.	<i>Rhynchonella Malbosi</i> PICT.
<i>Pecten Agassizi</i> P. et DE LOR.	<i>Toxaster</i> sp.
<i>Astarte</i> sp.	

Ces formes proviennent du cap Pontinat.

La collection NOLAN renferme d'autre part des Ammonites pyriteuses provenant du même promontoire et parmi lesquelles nous citerons :

1° Des espèces aptiennes :	<i>Pulchellia Heintzi</i> SAYN.
<i>Phylloceras Guettardi</i> D'ORB. sp.	<i>Heintzia Ouachensis</i> SAYN.
<i>Douvilleiceras</i> gr. <i>Albrechti-Austriæ</i> UHL.	<i>Pulchellia</i> sp.
<i>Plicatula</i> .	<i>Terebratula sella</i> D'ORB.
2° Une majorité de formes barrémiennes :	<i>Terebratula lemanensis</i> D'ORB.
<i>Hamulina Boutini</i> MATH.	<i>Glossothyris (Zeilleria) hippopus</i> ROEM. sp.
<i>Holcodiscus Geronimæ</i> HERM. sp.	<i>Astarte</i> sp.
<i>Pulchellia Sauvageau</i> HERM. sp.	

C'est un groupement analogue que l'on observe dans les fossiles provenant du gisement de Bufareta, avec la même prédominance des formes barrémiennes et parmi elles des *Holcodiscus* et des *Pulchellia*. *Silesites seranonis* D'ORB. var. *interpositus* existe, mais est rare.

La découverte la plus importante de NOLAN a été celle de *Matheronia Arnaudi* MATH., espèce propre aux formations urgoniennes. Pour notre compte, nous n'avons recueilli dans ces parages qu'un calcaire clair à polypier qui semblerait coïncider avec la présence de cette *Matheronia* pour indiquer un essai de réalisation du faciès zoogène. La très petite extension des affleurements

crétacés dans l'île de Minorque y rend peu probable la possibilité d'une étude féconde de ce terrain.

VIII. CARACTÈRES LITHOLOGIQUES DES TERRAINS CRÉTACÉS DES ILES BALÉARES

Le *Néocomien inférieur* est représenté à Majorque par des marno-calcaires et des calcaires lités ivoirins. Il est probable qu'une partie des « calcaires café au lait » devra être rattachée à ce niveau. Aucun organisme n'y est visible au microscope (prép. 127).

Dès l'*Hauterivien* le faciès devient franchement marno-calcaire. M. J. DE LAPPARENT y a observé (prép. 170, 171, 172, de Bendinat) d'abondants Radiolaires, des Rhabdolithes, des débris d'Echinodermes. Dans la région de Biniacent et Moncor (prép. 72, 74, 78, 185), qui appartient soit à l'Hauterivien, soit au Barrémien, le « type craie¹ » apparaît nettement, avec *Globigerina*, *Lagena*, *Fissurina*. Mais alors que le « type craie » franc du Sénonien du Bassin de Paris comporte d'abondantes *Rosalina*, ce Foraminifère n'existe pas dans les marno-calcaires de Majorque. Au château de Santueri, le Néocomien comporte des calcaires oolithiques (prép. 157).

L'*Aptien* et le *Gault* surtout constitués par des marnes et des marno-calcaires montrent au microscope un grain fin avec *Lagena* et petites *Globigerina*. Type craie fine (prép. 186 et 197, de S^{ta} Ponza et S. Muntaner). Les marnes micacées à succin de la base du Gault ne montrent aucun organisme (prép. 206).

Le Crétacé bathyal d'Ibiza présente des caractères lithologiques analogues. L'Urgonien montre d'autre part le type franchement zoogène qui lui est propre.

IX. LES FACIÈS ET L'EXTENSION DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR ET MOYEN SUR LE POURTOUR DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

On connaît par les beaux travaux de feu le chanoine ALMERA la succession et les faciès du Crétacé inférieur en Catalogne. Le Valanginien et l'Hauterivien y sont formés de calcaires d'eau douce, équivalent des dépôts wealdiens du bassin aragonais. A leur partie supérieure, ils passent à des formations marines auxquelles font suite les bancs épais de l'Urgonien. C'est une succession toute semblable dans ses grandes lignes qu'ont révélée les travaux de DE VERNEUIL, de DE CORTAZAR, etc., dans la vaste dépression que nous avons mentionnée plus haut à diverses reprises sous le nom de « bassin aragonais ». Les formations wealdiennes reposent sur le Jurassique, en transgression. Leur base est généralement formée de conglomérats auxquels succèdent des sédiments franchement continentaux comportant souvent des intercalations de lignites. Les plus célèbres sont celles de Utrillas, sur l'âge exact desquelles on n'est pas encore d'accord, mais qu'on rapporte communément à l'Aptien. M. ROYO GOMEZ apporta récemment d'intéressantes précisions sur les dépôts wealdiens de Morella et par extension sur ceux de tout le N.O. de l'Espagne [172]. Il résulte de ses travaux que les dépôts continentaux en question renferment les mêmes restes de vertébrés que ceux des autres parties de l'Europe occidentale. *Lepidotus Mantelli* AG., *Iguanodon* cf. *Mantelli* DUNK, *Goniopholis*. Les sédiments correspondant à cet épisode continental sont des marnes et argiles rouges et vertes qui présentent, vers le haut et quelquefois latéralement, des passages graduels à des dépôts franchement marins. Ce Wealdien s'étend de façon tout à fait générale à la base des dépôts urgoniens dans les provinces de Teruel, Castellón, Soria, Oviedo et Santander.

Le géologue espagnol paraît admettre que l'Urgonien a succédé immédiatement au Wealdien. Celui-ci embrasserait donc le Valanginien, l'Hauterivien et le Barrémien inférieur. L'Urgonien est daté en général par des faunes de Bivalves, mais en divers points par des Céphalopodes [Morella (LANDERER), San Cristobal (DE

¹ Le type pétrographique que nous appelons ici « type craie » avec M. J. DE LAPPARENT correspond aux marno-calcaires à Ammonites. C'est en tant qu'*entité lithologique*, que, du fait de sa constitution microscopique, cette roche peut être caractérisée par ce terme. Il reste bien entendu que, à l'œil nu, ces marno-calcaires ne ressemblent en rien à la « craie », telle qu'on la connaît dans le Bassin de Paris.

VERNEUIL), Vall de Olerdola (ALMÉRA), etc.]. Suivant les points, les faunes indiquées correspondent au Bedoulien, ou à la base du Gargasien. Nous manquons encore de données sur la limite supérieure exacte de ces formations zoogènes.

On en suit l'extension dans le N.E. de la Province de Valence. Mais, vers le S. de cette même province, l'Urgonien, au lieu de reposer sur du Wealdien, repose sur des formations plus anciennes. Enfin, aux confins de la Province d'Alicante, il fait suite à des dépôts néocomiens marins à faciès littoral ou peu profond.

NICKLÈS a montré que, sauf dans la sierra de Moncabrer où il débute par des couches franchement néritiques à *Natica Leviathan* P. et C. (= *Strombus Sautieri*), le Valanginien est constitué par des niveaux à Ammonites pyriteuses auxquelles font suite des marnes hauteriviennes, dont ses travaux ont rendu l'abondante faune classique. Au Barrémien apparaissent des intercalations zoogènes qui sont reproduites très largement dans toute la région. C'est le début du faciès urgonien, lequel va envahir tout l'Aptien, et se continuer peut-être semblablement durant une partie de l'Albien, voire jusqu'au Cénomani en à en juger par les masses du Mongó que nous avons décrites en collaboration avec M. GIGNOUX.

Nous ne connaissons ni dans la Province d'Alicante, ni dans le royaume de Murcie, le type vraiment bathyal de l'Aptien. ROBERT DOUVILLÉ lui identifie, à tort, les divers niveaux à Orbitolines dans lesquels on rencontre des Céphalopodes, soit en intercalation dans le faciès urgonien, soit comme dans la Province de Tétel, à sa partie supérieure. On a vu plus haut que le type plus profond est réalisé par des séries marneuses ou marno-calcaires à Majorque et dans la partie méridionale de l'île d'Ibiza ; mais les intercalations dans le faciès urgonien de la côte espagnole, homologues et sans doute contemporaines de celles qui coupent localement la masse urgonienne d'Ibiza, sont néritiques, et jouent exactement, par rapport aux dépôts de haute mer, le même rôle que les zones à Orbitolines de l'Urgonien dauphinois par rapport aux sédiments bathyaux correspondants de la fosse vocontienne.

Toutes réserves étant faites quant au résultat du développement des plis ou nappes de ces contrées, il apparaît donc que *la partie profonde de la mer aptienne passait au S.E. des côtes d'Espagne et d'Ibiza*, tout au moins pour son tronçon correspondant aux provinces d'Alicante et des Baléares.

Nous sommes moins bien renseignés sur les rapports des formations néritiques ou profondes de la région andalouse entre elles et avec celles que nous venons de mentionner. Pour ROBERT DOUVILLÉ (*Espagne*, p. 67), le type bathyal est d'autant plus développé dans la zone subbétique que l'endroit considéré est plus éloigné du rivage de la Meseta. Ce fait se vérifie parfaitement pour les formations néocomiennes des parties de la chaîne décrites par MM. BERTRAND et KILIAN. DOUVILLÉ lui-même indique (*Thèse*, p. 110) des formations bathyales dans les terrains qu'il considère comme étant en place et des formations « néritiques » (*Espagne*, p. 65) dans son Crétacé charrié, qui, par définition, doit avoir une origine plus méridionale que le Crétacé bathyal du substratum. Cette observation peut avoir une certaine importance, car elle contredit l'affirmation de son auteur qui admet, du fait de l'absence de sédiments néritiques aux abords de la zone Bétique, que celle-ci a dû se trouver immergée au Crétacé.

L'Aptien qui est connu dans la province de Cadix n'a pas été rencontré avec certitude dans les Provinces de Malaga et de Grenade, où il pourrait être représenté par des lauzaes à silex d'après M. KILIAN ; mais R. DOUVILLÉ a montré que, dans la Province de Jaen, il existe dans les terrains en place, sous forme d'Urgonien et, dans les terrains charriés, sous forme de couches à Orbitolines auxquelles font suite des marnes à *Stoliczkaia dispar.*, *Mortonicerias inflatum*, Echinides, etc. Le Cénomani en, le Turonien et le Sénonien, enfin le Maestrichtien complètent, sous forme de calcaires gréseux ou oolithiques, la série crétacée.

L'extension du faciès urgonien est bien moins considérable en Algérie. On n'a du reste que des jalons assez épars quant aux formations crétacées. Le Valanginien et l'Hauterivien sont connus sous leur faciès profond à Céphalopodes aux abords de Tunis, au Nord du Djebel Bou Thaleb, et vers Arlal. Immédiatement au Sud de ces points, on a recoupé le faciès littoral correspondant. La zone de sédimentation profonde, en retrait sur ses positions du Jurassique, est donc très rapprochée de la Méditerranée. Par contre, au Barrémien se manifeste un fort mouvement transgressif de la mer qui recouvre tout le Nord de l'Algérie, de la Tunisie et peut-être du Maroc, de dépôts marneux à Ammonites, de caractère relativement profond. Les dépôts urgoniens sont peu étendus. On les observe dans la province de Constantine où, en particulier BLAYAC a montré qu'ils y étaient d'âge aptien et contenaient simultanément *Polyconites Verneuilli*, forme souvent attribuée au Gault, et *Parahoplites Deshayesi*, espèce de la base du Bedoulien.

Rappelons enfin que la répartition et la nature des faciès en Algérie et en Tunisie demeurent sensiblement les mêmes à l'Albien et au Cénomaniens qu'au Barrémien et à l'Aptien. C'est encore dans cette région que nous observons le meilleur type des formations profondes avec riches faunes d'Ammonites parmi lesquelles les formes lisses jouent un rôle important. La majeure partie des Ammonites aptiennes de Majorque et celle des faciès profonds d'Ibiza sont représentées en Algérie et en Tunisie, d'après les travaux de PERVINQUIÈRE, de BLAYAC, de JOLEAUD, de FICHEUR, etc.

X. — HYPOTHÈSES RELATIVES A LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR ET MOYEN DANS LE BASSIN OCCIDENTAL DE LA MÉDITERRANÉE

D'après les observations nouvelles que nous avons rapportées sur les îles Baléares et celles, relatives aux régions avoisinantes, qui sont résumées dans le paragraphe précédent, on peut émettre les hypothèses suivantes :

Les régions profondes de la mer que l'on avait vues s'individualiser durant le Jurassique au S. des Baléares ont conservé au Crétacé le même tracé. Le raccord de cette zone profonde avec celle qui correspond à une partie des chaînes subbétiques devait se faire par le S. de la Province d'Alicante et par celle de Murcie; mais, comme pour le Jurassique supérieur, on manque encore de données à ce sujet. Cette fosse passait au N. du massif Bétique, et se continuait vers l'O. par la Province de Cadix. Il est peut-être osé d'affirmer, comme le fait R. DOUVILLÉ, que le massif Bético-rifain, affaissé, était occupé par les grands fonds de la mer crétacée. Du moment que des sédiments de ces terrains se sont conservés en Andalousie et tout le long de la côte, il n'y a pas de raison pour qu'ils n'aient pas été conservés pareillement dans les montagnes comprises entre Malaga et Carthagène s'ils s'y étaient déposés. En tout état de cause, il nous paraît probable que la partie de la haute mer, dans laquelle se sont formés les sédiments profonds de Majorque et d'Ibiza, était en communication directe avec la mer des formations correspondantes d'Algéro-Tunisie. La petite distance qui sépare ces régions, la grande analogie des faunes et des faciès, le fait que toutes les apparences indiquent que le rivage le plus proche de la mer crétacée des Baléares était situé au N.O. de cet archipel nous portent à admettre que *Majorque et Ibiza d'une part, la limite méridionale des formations à Céphalopodes de l'Afrique du Nord d'autre part, représentaient les deux bords opposés de la partie profonde d'une même mer.*

Le bassin aragonais qui avait été pendant une partie du Jurassique, soit sous forme de golfe, soit sous forme d'un large chenal, le lieu d'une sédimentation marine importante, s'est trouvé presque complètement exondé au Tithonique. Ce n'est que de façon tout hypothétique que nous avons admis avec MM. FAURA Y SANS et BATALLER que dans la partie centrale de cette cuvette, c'est-à-dire aux abords de l'embouchure actuelle de l'Ebre, la sédimentation marine s'était poursuivie sous forme de dolomies, du Tithonique à l'Urgonien. Partout ailleurs, l'émersion fut assez complète pour permettre l'établissement d'un régime continental, lacustre ou lagunaire, qui a laissé comme traces la formation wealdienne qui occupe toute cette dépression, de l'Aragon à la Province de Santander.

Lors de la transgression barrémienne qui s'est manifestée avec tant d'ampleur dans l'Afrique du Nord, la mer a réoccupé ces régions déprimées; mais, comme au pourtour de la fosse vocontienne, elle y a déposé les sédiments zoogènes de l'Urgonien — sédiments qui n'ont d'ailleurs rien de récifal, ainsi que l'a très justement fait observer ROBERT DOUVILLÉ —. Cet Urgonien occupe toute la dépression aragonaise, de la Méditerranée aux abords de Santander. Il est probable que son extension atteignait sans interruption la région d'Ibiza. Au lieu de se localiser dans les parties conquises par la mer, le faciès urgonien gagne vers l'intérieur du bassin, de la Province d'Alicante à celle de Jaen, et succède très généralement à des marnes à Ammonites vers le N.E. de la Province d'Alicante. Il est impossible de savoir, à l'heure qu'il est, si l'Urgonien espagnol rejoignait celui des Corbières. Nous ne le croyons toutefois pas (voir schéma, pl. X).

La durée de ces formations urgoniennes n'est pas encore connue avec exactitude. Il semble, d'après les résultats de nos recherches à Ibiza, qu'elle ait dépassé celle des mêmes formations dans les régions alpines, puisque la dernière zone à Orbitolines d'Ibiza appartient déjà à l'Albien; mais nous proposant de donner une étude d'ensemble des faciès urgoniens de la côte espagnole, et, ayant réuni dans ce but, en collaboration avec M. JACOB, des matériaux assez importants, nous ne croyons pas opportun d'aborder cette question ici. Toutefois, pour en finir avec les Baléares, nous devons mentionner le fait que Minorque paraît avoir été émergée au début du Crétacé et n'avoir été atteinte par la transgression qu'après le Néocomien inférieur. Cette île, qui faisait donc, jusqu'à ce moment, partie de la terre émergée hispano-sarde, doit marquer la limite des formations profondes et des couches à Rudistes. Le fait qu'elle est demeurée submergée à l'Aptien apporte un argument à l'appui de l'hypothèse d'après laquelle l'absence partielle de couches aptiennes, dans le S.E. de Majorque, serait due à une érosion anté-nummulitique plutôt qu'à une émergence au cours de l'Aptien. Nous ne dissimulons pas la contradiction qui existe, encore, entre le fait que le Gault inférieur comporte des couches de marnes grossières à paillettes de micà et à succin, et l'hypothèse d'une sédimentation bathyale continue, ni même entre l'émergence momentanée et locale supposée par NOLAN et le faciès particulièrement bathyal de la faune du Gault moyen de la Sierra de Majorque. A tout prendre peut-être, la notion d'oscillations locales analogues à celles signalées, par M. JACOB, dans la bordure de la fosse vocontienne à la même époque, est-elle celle qui rend le mieux compte de ces anomalies.

Les temps albiens se terminent par une diminution de profondeur de la mer dans les parties bathyales et par une répartition plus vaste — sur les régions préalablement occupées par les formations urgoniennes — des couches marno-calcaires ou gréseuses, à Céphalopodes ornés du Gault supérieur. Une tendance plus nette encore à l'émergence se marque au Cénomaniens à Ibiza, alors que cette émergence est peut-être déjà un fait accompli à Majorque.

Les seules formations marines relativement profondes demeurent, dès lors, celles de la région subbétique. L'extension dans tout le bassin aragonais des couches à huîtres du Cénomaniens, leur avancée transgressive sur la bordure de la Meseta sont des phénomènes qui cadrent avec le mouvement transgressif si généralement constaté de la mer cénomaniens. Mais il semble bien que les Baléares demeurent désormais à la limite de la zone atteinte par les oscillations des rivages. Seuls les éléments tectoniques supérieurs de la partie S.E. de Majorque (Artá) ont été effleurés par la transgression des mers néo-crétacées, *transgression dont le point de départ méridional par rapport à l'archipel est ainsi démontré*. Hormis les couches à *Micraster* d'Artá, qui ont été transportées par des charriages venus du S.E. dans leur position actuelle, on peut admettre que dès le Cénomaniens supérieur les îles Baléares font partie de la vaste terre émergée, qui va demeurer entre les Pyrénées, la Corse et la Sardaigne, durant la fin des temps crétacés, et qui se reliera plus largement avec la Meseta, au fur et à mesure du retrait de la mer de ce golfe aragonais. C'est cette vaste terre dont l'histoire des temps tertiaires nous montrera, à nouveau, l'invasion par la mer éocène, puis oligocène, *invasion qui, comme celles dont nous venons de retracer l'histoire viendra d'un bassin situé au S.E. des côtes espagnoles et des îles Baléares, et qui produira, vraisemblablement au Miocène, le morcellement définitif de ce petit continent*.

CHAPITRE IV

TERRAINS NUMMULITIQUES

- I. *Divisions des terrains tertiaires. — Historique. — Répartition du Nummulitique.*
- II. *L'Eocène dans l'archipel Baléare.*
- III. *L'Oligocène inférieur et moyen, à faciès lacustre, de Majorque : 1° Couches à Lignites de Bini-salem-Selva. — 2° Couches à Lignites de la mine Josefina. — 3° Couches à Lignites de Sineu. — 4° Couches à Lignites de Santa Maria. — 5° Calcaires lacustres du Puig Antio. — 6° Calcaires lacustres de Santa Ponza. — 7° Traces incertaines de calcaires lacustres oligocènes.*
- IV. *L'Oligocène moyen et supérieur à faciès marin : 1° Sierra de Majorque. — 2° Région de Randa. 3° Région d'Artá. — 4° Caractères lithologiques des principales roches du Nummulitique de Majorque.*
- V. *Coordination. Les Baléares à l'époque nummulitique.*
- VI. *Principaux affleurements de Nummulitique sur le pourtour de la Méditerranée occidentale.*
- VII. *Hypothèses relatives à la Paléogéographie du Nummulitique dans le bassin de la Méditerranée occidentale.*

DIVISIONS DES TERRAINS TERTIAIRES

HISTORIQUE. — RÉPARTITION DU NUMMULITIQUE

L'histoire des îles Baléares durant les temps tertiaires paraît avoir été assez compliquée.

1° L'Eocène inférieur, comme le Crétacé supérieur, y manque.

2° L'Eocène moyen et supérieur n'est représenté que dans la partie méridionale de Majorque et à Cabrera.

3° L'Oligocène inférieur est constitué, dans la Grande Baléare, par des formations d'eau douce du Sannoisien et du Stampien inférieur, dans lesquelles ont été trouvés des restes de Mammifères.

4° L'Oligocène supérieur transgressif (Stampien supérieur-Aquitainien) formé de couches marines à Nummulites est connu en de nombreux points de Majorque; mais il n'a pas encore été décrit à Ibiza, non plus qu'à Minorque.

Les dépôts néogènes dont la formation a été interrompue par les grands phénomènes orogéniques qui ont donné naissance aux Alpides se sont révélés à l'étude beaucoup plus étendus et plus variés dans leurs aspects que nos prédécesseurs ne l'avaient supposé. Nous aurons à y étudier :

5° Les formations néogènes de la chaîne nord de Majorque et d'Ibiza, qui sont antérieures aux charriages. Ces formations qui succèdent, en certains points par transition latérale insensible, aux dépôts de l'Oligocène supérieur correspondent dans l'ensemble à une phase transgressive importante de la mer miocène. Elles forment un tout qui comprend sans doute le Burdigalien et une partie de l'Helvétien ;

5 bis. Le Burdigalien et l'Helvétien du Sud de la Sierra de Majorque qui sont caractérisés par un faciès très différent du premier.

6° Des dépôts tortoniens (?) occupent certains points de la plaine centrale de Majorque et de l'île d'Ibiza. Faute de documents précis, nous ne pourrions que poser sans le résoudre le problème de la date exacte des phénomènes orogéniques qui ont provoqué la formation des charriages de Majorque et d'Ibiza, problème sur lequel l'étude du Tortonien devra apporter un jour des lumières définitives.

Les termes supérieurs du Miocène ainsi que le Pliocène marin ne sont pas connus dans la région qui nous occupe.

HISTORIQUE. — Le Tertiaire de Majorque fut étudié par d'assez nombreux géologues : BOUVY, HAIME, LA MARMORA, MARÈS apportèrent, au milieu du XIX^e siècle, le premier faisceau d'observations sur ce sujet. Mais ce fut HERMITE qui, résumant, discutant et complétant les travaux de ces pionniers, fournit les données générales et les documents précis sur lesquels on s'est basé jusqu'ici quant à la connaissance du Tertiaire des Baléares. Les notes de M. L.-M. VIDAL [83, 85, 86], de M. DARDER [17, 19, 20], de M. HOERNES [47, 48], de M. L.-W. COLLET [15, 50 *bis*] et de M. GOMEZ LLUECA [38] n'ont fait que préciser ou modifier des détails de la vue d'ensemble qu'avait apportée l'éminent savant français.

HERMITE avait déjà mentionné l'absence des termes inférieurs marins de l'Eocène dans l'ensemble des Baléares.

Il avait observé, par contre, dans les montagnes de Felanitx, des couches à *N. perforatus* et des formations lutétiennes abondantes dans l'île de Cabrera.

Enfin, il signala dans les contreforts méridionaux de la Sierra principale de puissants poudingues, des grès et des calcaires avec *N. globulus* (*N. Ramondi*), ainsi que des couches à *N. striatus* et à *Nummulites intermedius* d'ARCH. (Eocène supérieur pour HERMITE).

Entre les terrains secondaires et ces conglomérats, HERMITE avait fort bien défini la position d'un ensemble d'assises lignitifères qui se trouvent au pied méridional de la chaîne et qui s'étendent des environs d'Alaro-Consell à Selva sur une vingtaine de kilomètres de long. Il les attribuait à l'Eocène inférieur, après qu'HAIME les eut crues post-nummulitiques et MARÈS (1865) néocrétacées. La faune de ces assises est composée de Gastropodes d'eau douce. Les espèces et, quelquefois, les genres y sont spéciaux. Leur état d'écrasement en rend l'étude malaisée. Toutefois, HERMITE en a donné dans sa thèse une liste assez importante, et a figuré quelques-unes d'entre elles. Dans le même temps, M. L.-M. VIDAL faisait paraître une notice sur ces bassins à lignite et, arrivant à des conclusions identiques, les rapportait aussi à l'Eocène inférieur [83].

En 1899, M. DEPÉRET¹ étudiant la série des grands *Bulimes* éocènes, était amené à comparer la forme des lignites de Selva et Binisalem dénommées par HAIME *Bulimus Bouvyi* avec celles de la Catalogne et du Languedoc. L'établissement d'une série paléontologique continue entre ces Gastropodes le fit considérer que l'espèce des Baléares devait se placer après *B. Cathalai* du Lutétien supérieur et appartenir à l'Oligocène. Ainsi des considérations purement évolutives le conduisirent à la conclusion que les lignites de Binisalem devaient appartenir à l'Oligocène.

En 1917, M. L.-M. VIDAL [86], ayant réuni dans sa magnifique collection de nouveaux et importants lots de fossiles provenant de ces terrains, entreprit la revision de leur faune. Il mentionna ou décrivit les fossiles suivants :

<i>Crocodylus</i> sp.	<i>Melania Pachecoi</i> VIDAL.
<i>Neritina Munieri</i> HERMITE.	<i>Melania Bolivari</i> VIDAL.
<i>Ampullaria Selvensis</i> VIDAL.	<i>Melanopsis Molinai</i> VIDAL.
<i>Melania Duthiersi</i> HERMITE.	<i>Melanopsis Navarroï</i> VIDAL.
<i>Bulimus Bouvyi</i> HAIME.	<i>Helix Binisalemi</i> VIDAL.
<i>Bulimus Darderi</i> VIDAL.	<i>Lychnus Hermitei</i> VIDAL.
<i>Clausilia Beaumonti</i> HERM.	<i>Lychnopsis Bofilli</i> VIDAL.

Outre ces formes qui, à l'heure actuelle, ont toutes été décrites et figurées, HERMITE citait diverses espèces nouvelles, que sa mort prématurée l'empêcha de décrire.

Le genre *Lychnus*, jusqu'ici considéré comme cantonné dans les formations lacustres du Crétacé supérieur, existant à Majorque dans les formations de Binisalem, M. VIDAL en déduisit logiquement que celles-ci sont d'âge garumnien.

Or, en 1920, nous eûmes la bonne fortune de voir à la Mine de Can Miray, entre les mains d'un ouvrier, d'assez bons fragments de dents de Mammifères provenant des lignites de cette exploitation. Dans l'impossibilité de les acquérir, nous avons eu recours au « Capataz » de la mine, M. GASPAS POL, de Binisalem, qui nous en donna deux exemplaires provenant également de Can Miray. A l'étude qu'en fit M. DEPÉRET, elles se révélèrent être des dents de *Plagiolophus Fraasi*, forme de l'Oligocène moyen [22].

¹ Ch. DEPÉRET, Aperçu sur la géologie du chaînon de Saint-Chinian (*B. S. G. F.*, 3, t. XXVII, p. 702-703).

HERMITE avait distingué plus au S., dans les alentours de Sineu, d'autres assises lacustres et, les voyant reposer en discordance sur la partie méridionale des premières, les avait supposées un peu plus récentes et en avait fait de l'Eocène supérieur. En 1905 [85], M. L.-M. VIDAL y décrivit un *Anthracotherium magnum* et put ainsi établir leur âge stampien qu'il convient de vieillir très légèrement, ainsi que l'a noté depuis M. Ch. DEPÉRET [22].

Si l'âge des calcaires et grès à Nummulites de la cordillère Nord et des environs d'Artá fut à peu près exactement établi par HERMITE, celui-ci plaça dans le Nummulitique un grand nombre de formations tertiaires de l'intérieur de la chaîne principale, dont nous avons pu démontrer l'âge burdigalien. Tel est le cas de celles de Son Malferit, Sa Granja, Erporlas, etc.

II. L'ÉOCÈNE DANS L'ARCHIPEL BALÉARE

Nous ne connaissons aucune trace certaine de terrains éocènes dans la chaîne septentrionale de Majorque, non plus que dans les îles d'Ibiza et de Minorque.

Par contre, dans la Sierra de Levante, M. DARDER a retrouvé les gisements de Nummulitique jadis mentionnés par HERMITE.

Aux environs du Castell de Santueri, les couches éocènes des terrains charriés de la bordure orientale de Majorque ont été étudiées par notre confrère espagnol. Il y a mentionné : *Nummulites perforatus* D. DE M.

Ces assises correspondent donc au Bartonien inférieur, c'est-à-dire à la partie supérieure de l'Eocène moyen.

HERMITE avait signalé le Lutétien à Cabrera.

M. GOMEZ LLUECA vient d'en faire une étude qui montre ce terrain largement répandu dans cette petite île.

Pour retrouver des formations lutétiennes marines, il faut gagner la Province d'Alicante où NICKLÈS les a décrites et où nous les avons observées nous-même dans la région de Benifato, de Tárkena, etc... Une coupe rapide de la chaîne, à l'endroit où elle disparaît, interrompue face à Ibiza par le golfe de Valence, nous a permis de retrouver des calcaires lutétiens identiques à ceux des gisements de NICKLÈS. Mais, au point de vue paléogéographique, nous ne sommes pas encore en mesure de préciser si la mer du Nummulitique moyen s'étendait en un long bras de Villena à Denia, pour s'infléchir au S.E. et passer au large des Baléares, ou si, les montagnes de la Province d'Alicante étant charriées du S.E. au N.O., l'on doit supposer que tout le sillon marin nummulitique passait plus largement au S.E. de la position actuelle de ses sédiments.

III. OLIGOCÈNE INFÉRIEUR ET MOYEN A FACIÈS LACUSTRE

Ce système, ainsi qu'on l'a vu, est représenté dans la Sierra de Majorque et ses abords par des couches d'eau douce, à lignites, et par des formations marines.

1° LIGNITES DE BINISALEM ET DE SELVA

Les couches lacustres constituant le bassin dit « de Selva et de Binisalem » s'étendent au pied Sud-Est de la Sierra de Majorque sur une vingtaine de kilomètres. Elles appartiennent à la série tectonique la plus élevée de la chaîne, ou, si l'on veut, la plus méridionale, que nous avons désignée en 1919 sous le numéro 4, mais que, en définitive, nous rapportons à la Série III ou Série de la Sierra Burguesa.

La meilleure coupe qu'on puisse trouver, pour étudier leurs rapports avec le Crétacé sur lequel elles reposent et les conglomérats oligocènes qui les recouvrent, nous est donnée par les collines comprises entre la station d'Alaró-Consell et le bourg d'Alaró (fig. 59).

Les environs de Belleveura et de Can Negret nous fourniront d'autres coupes, moins complètes, du reste, que nous examinerons ultérieurement.

L'allure générale des terrains reste la même d'un bout à l'autre du bassin. Les couches lacustres reposent en discordance sur le Crétacé — Néocomien ou Gault — ; elles comprennent de bas en haut des marno-calcaires et des marnes avec lits de lignite; leur partie terminale est, en général, couronnée par des calcaires lacustres durs plus ou moins siliceux, dont certains bancs montrent des concrétions zonées très caractéristiques.

Nous avons tenté d'établir quelques coupes aux abords des mines; M. GASPARD POL, qui a bien voulu nous accompagner à plusieurs d'entre elles, nous a indiqué les divers niveaux atteints au cours de leur exploitation. Plusieurs de ces mines ont été abandonnées, l'étude des autres demeure fort difficile à faire dans les galeries qui sont étroites et boisées. Les coupes que nous donnons ici,

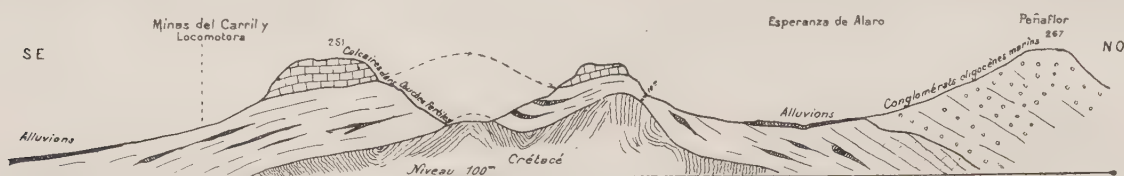


FIG. 59. — Coupe de l'Oligocène lacustre aux abords des mines d'Alaró-Consell.

sans être d'une précision complète sans doute, montreront que, d'un bout à l'autre de la zone fertile, le dispositif des couches lacustres demeure constant, encore que les lits eux-mêmes ne paraissent pas continus.

Les mines de la région figurée sur notre coupe n° 59 sont : au versant S. de la colline, face à la station du chemin de fer, la Mine del Carril, puis, à côté de la voie du tram d'Alaró à Consell, la Mine La Locomotora; la Mine Esperanza de Alaró se trouve entre la colline de la Mine del Carril et celle de Son Peñaflor.

Nous n'avons pu établir le détail de leur coupe. Mais on y observe facilement, dans le fond, les couches à lignite, entre lesquelles les feuillets de marno-calcaires contiennent une grande abondance de débris de :

Melanoides Pachecoi VIDAL.
Helix sp.

Planorbis sp.
Melanopsis cf. *acrolepta* FONT.

Vers la partie supérieure, on passe à des marno-calcaires gris, puis à des calcaires zonés à *Bulimes* voisins du *Bulimus Bouvyi* HAIME.

Enfin, après un niveau marneux, on atteint la surface du sol dominée un peu au N. par une paroi de calcaire lacustre dur (« *Caliza dura* » des mineurs) qui forme le sommet de la colline.

C'est sensiblement une coupe analogue que l'on trouve à la Esperanza de Alaró. Mais là s'intercale, à un niveau que nous n'avons pu déterminer, vers 15 mètres de profondeur, un banc de calcaire marneux, gris, dur, pétri de nombreux moules de *Melanopsis* sp.

Suivant la bande des couches fertiles vers l'E., on rencontre entre Consell et Belleveura des mines anciennes réexploitées durant la guerre, et, parmi elles, la Mine de Don Pedro Bofill à Can Cabrit. La coupe à cette mine paraît plus claire qu'aux précédentes. Joignant à nos observations les renseignements de M. GASPARD POL, nous avons noté la succession suivante de haut en bas :

- 1° Calcaire lacustre. 4 à 5 mètres.
- 2° Calcaire gris sombre à grain grossier 1 m. 50
- 3° Calcaire gris dur zoné avec *Bulimus* sp. 2 mètres.
- 4° Marno-calcaire gris. 1 m. 50
- 5° Calcaire analogue au numéro 3, mais plus clair. 1 mètre.

6° Marno-calcaire gris, tendre, à Gastropodes écrasés	1 m. 50
7° Calcaire grumeleux.	6 à 7 mètres.
8° Marno-calcaires gris à petites veines de charbon	6 à 7 —
9° Marnes fines avec lits de charbon	6 à 7 —
10° Argile dure bleue à petits Gastropodes blancs indéterminables.	2 —
11° Couche à lignite.	1 —
12° Marno-calcaires gris à <i>Melanoides</i> sp. et <i>Planorbis</i> sp.	1 m. 50
13° Couche marneuse à lits de lignite de bonne qualité	3 mètres.
14° Calcaire dur fétide	4 —
15° Niveau à lignite	4 —
16° Couche argileuse bleue à <i>Melanoides Pachecoï</i> VIDAL.	0 m. 50
17° Néocomien.	

Entre Belleveura et Binisalem, les terrains fertiles se rétrécissent, et il ne paraît pas qu'ils aient pu être exploités.

On verra, dans les chapitres de description régionale, que les collines de Lloseta émergent de la plaine quaternaire, et que ce n'est qu'au S.E. du village, non loin de la station, qu'on retrouve les assises lacustres exploitées par une mine qui fut autrefois très productive.

La coupe de haut en bas, établie avec le concours de M. GASPARD POL, dans les mêmes conditions que nous avons dites, y montre :

1° Calcaires durs.	
2° Marnes fétides à <i>Melanoides</i> sp.	2 mètres.
3° Calcaire lité avec, entre les bancs, de minces lits charbonneux.	1 m. 50
4° Calcaire zoné plus homogène fétide	2 mètres.
5° Calcaire blanc ou gris clair à taches de rouille et à petits Gastropodes	4 —
6° Marnes à <i>Melanoides Pachecoï</i> VIDAL, avec lits charbonneux	1 m. 50
7° Calcaire concrétionné avec <i>Bulimus Bouvyi</i> HAIME	1 mètre.
8° Couche de lignite.	
9° Calcaire fétide à <i>Melanoides Pachecoï</i> VIDAL	0 m. 80
10° Calcaire blanc analogue à la couche 5.	1 mètre.
11° Calcaire jaune, dur, avec fossiles écrasés ressemblant au genre <i>Lychnopsis</i> VIDAL.	1 —
12° Marno-calcaire fétide à Gastropodes	1 m. 50
13° Calcaire fétide	2 mètres.
14° Marnes jaune clair	1 —
15° Marnes avec Lignite en couche plus épaisse que la couche 8	3 —
16° Marnes à grandes <i>Melania</i> avec intercalation de 12 couches de lignites	30 à 40 —
17° Marnes à <i>Melanoides Pachecoï</i> VIDAL.	1 m. 50
18° Gault à <i>Puzosia Mayoriani</i> et lits à rognons siliceux cylindriques.	

Les masses de calcaires lacustres s'élèvent au N. de Caimari, entre ce village et Moncor. A leur base, on observe — et on exploite — des couches à lignites dans diverses mines, dont les abords montrent des complications de détail, qui seront étudiées au cours de la description d'ensemble que nous donnons dans la seconde partie de cet ouvrage.

La bande de couches lacustres se poursuit vers Selva. Depuis les abords S.O. de Moncor, elle disparaît en partie sous les poudingues nummulitiques.

La coupe relevée avec M. GASPARD POL à Can Miray, dans la bordure O. du massif nummulitique de Selva, présente la succession suivante de haut en bas :

1° Poudingue nummulitique.	
2° Calcaire dur	4 mètres.

3° Calcaire grumeleux.	7 à 8 mètres.
4° Couche à lignite supérieur	1 —
5° Calcaire fétide.	
6° Couche à lignite impur	2 —
7° Marnes à lignites pétris de <i>Planorbis</i> écrasés	2 —
8° Calcaire fétide gris, dur	2 —
9° Niveau à lignites	0 m. 70
10° Calcaire gris fétide	8 mètres.
11° Marnes à lignites	0 m. 70
12° Calcaire fétide	1 mètre.
13° Lignite pur de première qualité.	0 m. 30
14° Calcaire fétide dur	1 mètre.
15° Marnes à lignites avec <i>Helix</i> et <i>Planorbis</i> sp.	1 m. 50
16° Calcaire dur clair à grain fin.	1 m. 80
17° Lignite à dents de <i>Plagiolophus Fraasi</i>	1 m. 50
18° Marnes	1 mètre.
19° Crétacé à <i>Mortoniceras inflatum</i> Sow. sp.	

A l'est de Selva, ces couches ne sont plus exploitées, mais les calcaires durs qui les couronnent s'observent dans les collines entre la route d'Inca à Lluch et Campanet, d'une part, entre Selva et Campanet, d'autre part, immédiatement au nord d'Inca.

Les assises que nous venons de suivre de Consell à Selva appartiennent sans conteste à un ensemble homogène.

Les fossiles qu'on y recueille sont assez rarement déterminables, mais la présence constante du *Melanoides Pachecoi* VIDAL sp. d'un bout à l'autre du bassin, les analogies étroites qui existent entre les assises que nous venons de mentionner suffisent à montrer l'unité de cet ensemble.

Nous croyons donc pouvoir admettre que toute conclusion stratigraphique certaine établie pour un point quelconque de ce bassin peut être étendue à sa totalité.

FAUNE DES LIGNITES DE SELVA-BINISALEM ET DISCUSSION DE SON AGE

« **Plagiolophus Fraasi** V. MEYER¹. — Les pièces à notre disposition sont deux molaires supérieures M¹ à M³ isolées, plus un fragment avec M² et M³ en place, rapporté par M. GOMEZ LLUECA. La disposition oblique des deux collines internes dont la postérieure pousse un repli d'émail presque jusqu'au contact de la colline antérieure, la présence de ciment, l'absence de bourrelet basilaire interne sont des caractères du genre *Plagiolophus* et le distinguent des *Palaeotherium*.

« Grâce à M. GOMEZ LLUECA nous avons pu avoir communication de photographies d'une mandibule inférieure appartenant à la même espèce et actuellement en la possession de M. RAMIS à Palma. On y observe deux fragments des deux mandibules portant les dents en place. Les dents montrent l'absence de soudure des deux demi-croissants ainsi que le tubercule placé en arrière de la couronne qui caractérisent les *Plagiolophus*.

« Les dimensions de ces molaires (m² d'en haut et d'en bas = 20 mm.) indiquent une grosse espèce ne pouvant être comparée qu'au seul *Plagiolophus Fraasi*. V MEYER, caractéristique de l'Oligocène. On connaît cette espèce depuis le Sannoisien (Célas) et on la suit dans les molasses stampiennes inférieures de l'Agenais, ainsi que dans le Stampien marin de Klein Blauen (Jura Bernois), par des mutations de taille graduellement croissante qui aboutissent aux grandes formes des phosphorites du Quercy nommées par FILHOL *Plagiolophus Javali*. »

Neritina Munieri HERMITE, 1879. — Cette forme décrite par HERMITE (thèse, p. 323, pl. V, fig. 11, 12) a été refigurée par VIDAL (*Edad geologica...*, p. 8, pl. I, fig. 1, 4). N'ayant été trouvée que dans les couches de Selva elle ne saurait donner d'indication stratigraphique précise.

¹ Nous reproduisons ici un fragment de la note [22] rédigé par M. DEPÉRET.

Ampullaria Selvensis L.-M. VIDAL, 1917 (*loc. cit.*, p. 8, pl. I, fig. 5). — M. VIDAL, qui dans sa note, réunit les arguments en faveur de l'hypothèse d'après laquelle ces couches de Selva seraient garumniennes, cite une *Ampullaria* mentionnée par SANDBERGER dans le Rognacien de Provence. Mais il convient de remarquer que ce genre n'acquiert son épanouissement qu'au Tertiaire.

Melanoides Duthiersi HERMITE sp., 1879 (thèse, p. 328). L.-M. VIDAL (*loc. cit.*, p. 8, 9, pl. II, fig. 1 et 2, pl. III, fig. 8). — Cette *Melania*, qu'il vaut mieux, semble-t-il, ranger parmi les *Melanoides* à cause de son port et de sa taille, à défaut de caractères génériques qui n'ont pu être relevés sur sa columelle vu le mauvais état de conservation de ces fossiles, se rapproche beaucoup par son allure des *Melanoides* du groupe de *M. Escheri* MÉRIAN. Ce genre de Gastropodes n'atteint son complet développement que dans le Tertiaire et, soit en France, soit dans le bassin de Vienne, le groupe de *M. Escheri* est caractéristique de l'Oligocène. Il serait donc très anormal de trouver ses représentants déjà très évolués dans des dépôts du Crétacé supérieur.

Melanoides Pachecoi VIDAL sp., 1917 (*loc. cit.*, p. 10, pl. II, fig. 3, 4, 5).

La comparaison à laquelle nous nous sommes livré de cette forme avec toutes celles actuellement connues montre que c'est une bonne espèce. Ses caractères la rapprochent de *M. Albigensis* NOULET et de *M. Laurae* MATH. Mais chez ces deux espèces, qui semblent du reste être réunies par des liens étroits, il y a, à la partie inférieure des bourrelets transversaux de la spire un tubercule toujours distinct, ou mieux une épine. Ce dispositif fait que la partie du retour de la spire, qui avoisine la suture est nettement individualisée en une rampe. Chez *M. Pachecoi* au contraire les bourrelets ou côtes transverses s'atténuent vers la suture et aucune rampe n'est jamais individualisée.

L'ensemble de ses caractères rapproche pourtant la nouvelle espèce de M. VIDAL des *Melanoides* de l'Oligocène du Sud de la France.

Melania Bolivari VIDAL, 1917 (*loc. cit.*, p. 10, pl. II, fig. 6, 8). — Cette forme, que nous n'avons pas recueillie et que nous ne connaissons que par les figures, ne nous paraît pas susceptible d'apporter un renseignement utile sur l'âge des lignites de Binisalem.

Melanopsis Molinai VIDAL, 1917 (p. 2, pl. II, fig. 9, 10) et **Melanopsis Navarroi** VIDAL, 1917 (p. 12, pl. II, fig. 11, 14). — Nous n'avons recueilli personnellement que de très petits *Melanopsis*, en particulier dans la Mine Esperanza de Alaró. Il semble bien qu'ils se rapprochent très étroitement des formes que FONTANNES a décrites dans l'Oligocène du bassin d'Alais sous le nom de *M. acrolepta*. Une étude détaillée sur de nombreux échantillons amènerait sans doute à la conclusion que les espèces de M. VIDAL, qu'il eût été en effet légitime de distinguer par un nom s'il se fût agi de formes authentiquement garumniennes, devront être réunies à celle de FONTANNES. Cette étroite ressemblance est encore un argument pour classer la faune de ces lignites dans l'Oligocène inférieur.

Bulimus Bouvyi HAIME, 1855 (*B. S. G. F.*, t. XII, 1855, p. 749, pl. XV). — Nous avons déjà mentionné plus haut les raisons paléontologiques qui avaient amené M. DÉPÉRET dès 1899 à la conclusion que cette espèce doit appartenir à l'Oligocène.

Elle est assez abondante à Majorque.

Bulimus Darderi VIDAL, 1917 (*loc. cit.*, p. 13, pl. III, fig. 1 et 2). — Nous n'avons pas non plus recueilli de *Bulimes* qui puissent être identifiés avec certitude avec cette espèce. Mais nous aurons par contre à mentionner dans les couches lacustres du Puig Antio une *Glandine* qui ressemble énormément aux figures que M. VIDAL donne de *B. Darderi*. Les stries transversales par rapport aux spires, l'ouverture très large que montrent les figures du savant paléontologiste catalan semblent du reste rappeler davantage les caractères des *Glandines* que ceux des *Bulimes*. Il appartiendra aux géologues qui disposeront de meilleurs matériaux de décider si *Bulimus Darderi* tombe réellement en synonymie avec une *Glandine* du groupe *Vialai* ou *inflata*.

Clausilia Beaumonti HAIME, 1855 (*B. S. G. F.*, 1855, t. XII, p. 749, pl. XV). — Nous n'avons pas non plus recueilli d'échantillons de cette espèce, assez bien conservés pour être déterminables. Mais il y a lieu de noter que le genre *Clausilia* est un genre plus spécialement tertiaire.

Helix Binisalemi VIDAL, 1917 (*loc. cit.*, p. 14, pl. II, fig. 15, 19). — La présence d'Hélicidés francs ne justifie aucune hypothèse, d'autant plus que cette espèce n'est encore connue qu'au gisement de Binisalem.

Lychnus Hermitei VIDAL, 1917 (*loc. cit.*, p. 14, pl. III, fig. 3, 4, 5). REPÉLIN Monog. du genre *Lychnus* (*M. S. G. F.*, t. XXIII, n° 53, 1920, p. 17, pl. II, fig. 14, 16).

On connaît quatre exemplaires de cette espèce. Ils ont été donnés à M. VIDAL par don PEDRO BOFILL et proviennent de la mine « La Mayor » de Binisalem.

C'est incontestablement la présence du genre *Lychnus* qui a amené M. VIDAL à attribuer les couches de Binisalem au Garumnien.

Nous connaissons le moulage du type figuré. Malgré quelques cassures, il semble qu'on soit bien là en présence du genre *Lychnus* et que le mauvais état de conservation ne soit pas suffisant pour provoquer une erreur d'attribution générique.

Lychnopsis Bofilli VIDAL (*loc. cit.*, p. 16, pl. III, fig. 6 à 9). — Nouveau genre, peut-être assez voisin des Strophostomes.

Dans l'ensemble cette faune se compose donc :

1° De restes indubitables de *Plagiolophus Fraasi*, espèce du Sannoisien supérieur et du Stampien inférieur;

2° De Gastropes, *Melanoides*, *Bulimus*, *Clausilia*, etc., que leurs caractères et leur degré d'évolution placent tout naturellement dans l'Oligocène inférieur, encore que les espèces représentées soient pour la plupart spéciales au gisement;

3° D'un *Lychnus* qui paraît nettement caractérisé.

L'interprétation de cette association faunique anormale est délicate. La première hypothèse qui se présente à l'esprit est que les assises de Binisalem-Selva seraient bien garumniennes, le *Plagiolophus Fraasi* devant être dans ce cas considéré comme recueilli ailleurs, par exemple à Sineu avec l'*Anthracotherium* et attribué par erreur à la Mine de Can Miray. Si nous ne possédions que le seul échantillon que nous a remis M. GASPARD POL, nous pourrions croire à une équivoque. Mais nous avons vu personnellement retirer de la mine des dents identiques que nous n'avons malheureusement pas pu acquérir. D'autre part, M. GOMEZ LLUECA, qui a si aimablement fait le voyage de Selva pour recouper notre renseignement, a rapporté des molaires du même animal provenant du même gisement. De plus, il nous a procuré les photographies des mandibules appartenant à M. RAMIS à Palma et qui, récoltées par une troisième personne, attribuées encore à la même couche de la même mine, semblent bien fournir la preuve définitive que le *Plagiolophus Fraasi* provient bien des lignites de Can Miray.

La conséquence de ce fait et du caractère nettement oligocène de la faune de Gastropodes est que ces lignites, dont nous avons admis qu'ils forment un tout stratigraphique, appartiennent bien au Sannoisien supérieur ou au Stampien inférieur.

Le Garumnien n'est connu nulle part ailleurs aux Baléares. Il serait tout à fait étrange qu'un lambeau en fût conservé précisément à la base de l'Oligocène lacustre.

A moins, donc, que ces quatre exemplaires de *Lychnus* n'aient été recueillis ailleurs qu'à Majorque, et mélangés par erreur aux fossiles de Binisalem, il faudrait conclure à la persistance très imprévue du genre *Lychnus* jusqu'à l'Oligocène, en dépit de l'ignorance où nous sommes encore quant au sort de ces formes durant les temps éocènes.

Les couches à Nummulites localement intercalées dans les poudingues qui surmontent les couches de Binisalem n'infirmement pas l'attribution de celles-ci au Sannoisien supérieur ou au Stampien inférieur, car les formes que nous y avons recueillies appartiennent à la dernière espèce connue, *N. intermedius* D'ARCH., qui s'élève jusque dans le Stampien supérieur. M. DONCIEUX a bien voulu étudier tout spécialement ces Nummulites dont la détermination est si importante pour nos conclusions stratigraphiques.

2° LIGNITES DE LA MINE JOSEFINA

Nous donnons, dans la description détaillée, les coupes d'ensemble relatives à ce petit amas de

lignites (profils pl. VIII et fig. 214). Les fossiles y sont plus rares et plus écrasés que partout ailleurs en sorte que nous ne pouvons apporter aucune précision stratigraphique à son sujet.

Les seuls Gastropodes abondants sont les Planorbes et nous n'en avons recueilli qu'un exemplaire assez peu écrasé pour pouvoir être rapproché de *Pl. euomphalus* Sow.

Nous n'avons par contre trouvé ni les *Melanoides*, ni les *Bulimus* qui nous eussent permis d'établir un parallélisme avec les couches de Binisalem.

Le fait que le gisement de la Mine Josefine est sur le prolongement de ces dernières et que les lignites, voisins aussi, de Sineu appartiennent aussi à l'Oligocène, nous incite à le considérer comme se rattachant encore aux formations de l'Oligocène inférieur ou moyen.

3° LIGNITES DE SINEU

L'étude stratigraphique et la description détaillée de ce bassin sortent du cadre de notre travail. Nous nous bornerons à résumer les connaissances que l'on possède à ce sujet, d'après HERMITE et surtout d'après les découvertes de M. VIDAL et les conclusions de M. DEPÉRET.

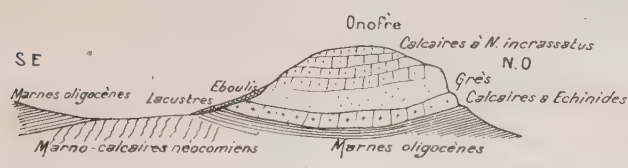


FIG. 60. — Coupe de l'Oligocène du Puig Onofre.

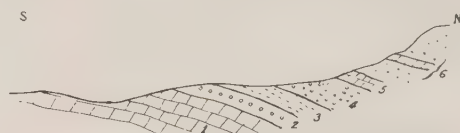


FIG. 61. — Coupe montrant les couches marines à *N. intermedius* reposant sur les calcaires lacustres de Bañols (Binisalem).

Les couches de Sineu sont pour HERMITE discordantes sur le bord méridional des couches de Binisalem, donc légèrement postérieures.

M. VIDAL y a trouvé un *Anthracotherium* qu'il attribue à *A. magnum* et *Amphitragulus* cf. *gracilis*. Des molaires et des fragments de Métapode d'*Anthracotherium* ont été rapportés de Sineu par M. GOMEZ LLUECA et ont permis à M. DEPÉRET de serrer de plus près la détermination de M. VIDAL et celle de FORSITH MAJOR [37].

L'*Anthracotherium* de Sineu est une forme de taille inférieure au grand *Anthracotherium magnum* du Stampien supérieur, et se rapproche bien davantage des *Anthracotherium* de taille moyenne des phosphorites que FILHOL a figurés sous le nom erroné de *A. alsaticum* Cuv. Cette dernière espèce, encore mal connue, est une mutation de petite taille qui caractérise l'étage Sannoisien (Lobsann). On doit plutôt rapprocher l'animal de Sineu des formes de taille moyenne assez répandues dans les mollasses de l'Agenais (Itier Villebramar), c'est-à-dire dans la partie inférieure de l'étage Stampien. D'après cette détermination l'*Anthracotherium* de Sineu peut être désigné comme *A. magnum* mut. asc. de taille faible, et les lignites qui le contiennent sont attribuables au Stampien inférieur, niveau dans lequel on constate habituellement l'association de ces *Anthracotherium* moyens avec le *Plagiolophus Fraasi*.

La faune de Sineu ne comporte pas à notre connaissance de *Melanoides* qui permettraient d'apporter un argument en faveur de la continuité dans le temps et dans l'espace des lignites de Binisalem et de ceux de Sineu. Mais, par contre, on peut avoir des doutes au sujet de la transgression des couches de Sineu sur les tranches de celles de Binisalem indiquées par HERMITE.

Quant aux assises susceptibles d'être datées, qui surmontent les couches de Sineu, nous nous bornerons à mentionner la coupe du P. Onofre sur laquelle nous ne sommes du reste pas arrivé à la même conclusion que M. VIDAL.

Ce savant indique en effet ([85], p. 653, fig. 2) que les couches lacustres de Sineu n'atteignent pas vers le S. la base du P. Onofre, et que, par conséquent, les calcaires à Nummulites, qui couronnent ce sommet, ne sauraient être utilisables pour fournir une limite supérieure à la position

stratigraphique des lignites de Sineu. HERMITE, au contraire, admettait que les assises lacustres supportaient les calcaires à Nummulites.

Une coupe relevée par nous dans ces parages nous porterait à confirmer les vues d'HERMITE. Nous la donnons (fig. 60) à titre de simple indication, n'ayant pas abordé l'étude de ce bassin et n'ayant par conséquent pas eu le loisir de vérifier l'exactitude de notre observation par un examen plus approfondi de la région.

Il semble en résulter que les calcaires du P. Onofre reposent bien sur les couches de Sineu. Or, comme, contenant *N. incrassatus* LAHARPE, ils ne peuvent être postérieurs au Stampien supérieur, ils confirment que le faciès lacustre ne s'est pas poursuivi dans cette région postérieurement au Stampien inférieur ou moyen.

4° LIGNITES DE SANTA MARIA

Les couches exploitées dans une petite mine forée au S.O. de Santa Maria ne nous ont fourni que de mauvais restes de Planorbes et des traces de plantes indéterminables, analogues à celles que l'on rencontre avec les lignites de Sineu.

L'analogie entre les terrains de ces deux régions n'a pas échappé aux mineurs.

Si elle se vérifie, ce sera un argument important en faveur de la réunion en un seul complexe des couches lacustres de Binisalem et de celles de Sineu.

5° CALCAIRES LACUSTRES DE LA RÉGION ANTIO-S'ARRACÓ

Non loin de la Cala Egos, dans les montagnes très âpres qui séparent le Puerto de Andraitx de San Telmo, on observe au bas des assises de Poudingues nummulitiques un petit îlot de calcaires lacustres noirâtres à patine bleue, dont les couches sont séparées par de minces délits charbonneux. Nous y avons recueilli quelques très mauvais fossiles et, il y a quelques années, M. JODOT après un premier examen y reconnut :

Bulimus Bouvyi HAIME.

Planorbis cf. *obtus* Sow.

Melanoides Navarroi VIDAL.

et conclut, avec beaucoup de sens paléontologique, en dépit de l'âge garumnien que M. VIDAL attribuait à ses espèces, que cette faunule devait être oligocène.

Depuis, de nouveaux matériaux, étudiés par nous, avec ceux de Binisalem, au Laboratoire de Géologie de l'Université de Lyon, sous la bienveillante et savante inspiration de M. DEPÉRET, nous ont permis de confirmer la conclusion de M. JODOT et de compléter la liste ci-dessus de *Glandina* cf. *inflata*.

Ce gisement est très limité.

Entre San Telmo et le col de San Telmo, à 2 kilomètres plus au Nord on retrouve, dans les champs, des calcaires lacustres qui, sans doute, se rattachent à cette formation démantelée par le ruissellement, et, peut-être déjà, partiellement, par la mer du Stampien supérieur.

6° CALCAIRES LACUSTRES DE SANTA PONZA

La côte entre Santa Ponza et la Sierra des Gats montre les couches tertiaires très redressées et disposées en une succession très irrégulière de sédiments de toute nature (fig. 65).

Nous donnons plus loin l'analyse détaillée de cet ensemble dont les couches inférieures nous ont fourni :

Melanoides Pachecoï VIDAL.

Limnea sp.

Melanopsis cf. *acrolepta* FONT.

Bulimus Bouvyi HAIME.

Planorbis sp.

c'est-à-dire la faune que nous venons de mentionner dans les couches de Binisalem et Selva.

L'épaisseur minima de ces dépôts lacustres est de 20 mètres environ.

7° TRACES INCERTAINES DE CALCAIRES LACUSTRES OLIGOCÈNES

Il semble que les lacs tertiaires de Majorque aient été assez nombreux et étendus. Outre les calcaires lacustres de San Telmo et ceux qui ont été décrits dans les pages qui précèdent, nous connaissons des calcaires qui paraissent être lacustres au revers N. du sommet du P. Mayor. [Mine voisine des Casas de Nieve (fig. 161)]. Des calcaires à plantes (*Salix* sp.) apparaissent non loin du contact des poudingues nummulitiques du Puig Suro avec le Néocomien, à quelques décamètres au N.O. du sommet de cette montagne. Leur faciès paraît assez différent de celui du calcaire dur qui couronne les couches de Binisalem.

Enfin, nous avons retrouvé dans les couches écrasées et disloquées du Nummulitique de la chaîne d'Artá des calcaires zonés à odeur d'hydrocarbures qui sont certainement lacustres. Ils accompagnent les calcaires à *Nummulites Fabianii* de Can Canals. M. DARDER [21] mentionne de son côté l'Oligocène lacustre dans cette région.



FIG. 62. — Coupe de l'Oligocène lacustre et marin de Can Cabrit.

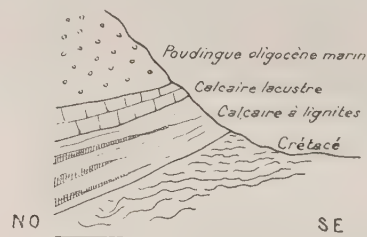


FIG. 63. — Coupe du versant Sud de la colline de la Mine de Can Miray.

IV. OLIGOCÈNE MOYEN ET SUPÉRIEUR A FACIÈS MARIN

1° SIERRA DE MAJORQUE

Les coupes des formations du Nummulitique marin de la région de Binisalem-Selva et de Santa Ponza suffiront à donner une idée du faciès et de la position de ses sédiments.

a) **Région de Binisalem-Selva.** — On peut observer les poudingues et les grès du Nummulitique marin en tous les points de cette région, mais il y en a fort peu où des fossiles permettent de les dater, c'est-à-dire de leur donner une signification précise.

L'étude de l'extrémité O. des hauteurs qui dominant au N.O. le village de Binisalem nous permettra de préciser l'âge de leurs couches inférieures.

La figure 61 représente une coupe du pied du versant S. de ces hauteurs, non loin de Bañols.

Le calcaire dur supérieur des couches lacustres affleure et forme une colline très surbaissée au N. de laquelle s'élève le contrefort que nous décrivons. Ce contrefort est entièrement formé de poudingue et de grès oligocènes. On y observe donc, ici, de bas en haut :

- | | |
|--|-----------|
| 1° Calcaires lacustres. | |
| 2° Poudingues | 3 mètres. |
| 3° Grès fins jaunes | 3 — |
| 4° Poudingues | 4 — |
| 5° Calcaire à <i>Nummulites intermedius</i> | 1 m. 50. |
| 6° Puis une alternance de 70 à 80 mètres de grès et de poudingues. | |

Moins de 1 kilomètre plus loin à l'E., non loin de Can Cabrit, la coupe d'ensemble de la barre de Nummulitique qui sépare le bassin d'Alaró de la plaine de Binisalem montre la succession suivante (fig. 62) :

- 1° Calcaire jurassique.
- 1°^a Tithonique douteux.
- 2° Marno-calcaires du Néocomien, avec, dans les bancs supérieurs, de nombreux *Desmoseras* cf. *difficile* écrasés.
- 3° Marnes crétacées écrasées.
- 4° Couches lacustres — leur épaisseur en ce point ne peut s'apprécier, mais on a vu par la coupe de détail qu'elle approche de 35 mètres.
- 5° Grès fins nummulitiques gris foncé ou jaunes 3 mètres.
- 6° Poudingue nummulitique 8 —
- 7° Grès fins gris foncé 2 —
- 8° Poudingues. 15 —
- 9° Poudingues alternant avec des lits de grès de 0 m. 60 à
1 mètre 20 —
- 10° Calcaires lités clairs. 1 m. 50.
- 11° Poudingue avec lentilles gréseuses 25 mètres.

L'ensemble de ces assises montre une discordance entre le Crétacé et les couches lacustres. La discordance est moins certaine entre celles-ci et le Nummulitique marin. Ces derniers dépôts pendent au N.O.

A l'extrémité N.E. du même chaînon de collines, on retrouve au S. de la Finca de Can Negret, les calcaires lacustres qui occupent une position topographiquement assez élevée. Sur eux reposent des grès très peu épais, puis un niveau à *Nummulites intermedius* D'ARCH., enfin une suite de bancs épais de poudingues nummulitiques sans fossiles.

Les collines de Selva présentent une succession analogue.

Leur extrémité qui fait face à Moncor est celle dont la coupe est plus facile à établir.

Les couches lacustres de la mine de Can Miray reposent en discordance sur le Crétacé et, inclinées vers le N.O., augmentent graduellement de puissance dans cette direction. La figure 63 montre les rapports schématiques des deux ensembles de sédiments lacustres et marins.

En suivant la route directe de Can Miray à Selva, on observe, à une cinquantaine de mètres de la mine, les calcaires durs supérieurs qui, presque horizontaux, reposent directement sur le crétacé. Non loin s'intercalent les couches à lignites entre le Crétacé et les calcaires durs, qui présentent ici, très nette, la structure noduleuse zonée, et supportent directement les assises nummulitiques qui composent la colline. La coupe de ces dernières, plus claire, mais dépourvue de niveaux fossilifères, montrée par la face N.-O. du monticule, nous a donné la succession suivante de bas en haut :

Poudingues nummulitiques typiques	30 mètres.
Grès	1 m. 50.
Poudingues	5 mètres.
Grès à pistes ou concrétions	1 —
Poudingues	10 —
Grès	1 m. 50.
Poudingues du sommet.	

Ces conglomérats sont du type le plus banal.

Toutefois, au village même de Selva, on observe un fait important. La partie terminale des couches nummulitiques y est formée de grès qui revêtent à s'y méprendre le faciès des grès du Néogène.

Si l'on gagne enfin le versant N. du Puig Santa Magdalena, on y observe la coupe que nous donnons, fig. 197, dans notre description régionale.

Vers la partie supérieure de poudingues, dont la structure et les éléments sont exactement du type classique des conglomérats nummulitiques, apparaissent des grès semblables, comme

ceux de Selva, aux grès du Néogène de la partie septentrionale de l'île. Mais ici, outre cette similitude, nous avons observé dans un banc la section d'un Clypeastre de 12 à 14 centimètres de diamètre, c'est-à-dire appartenant certainement au Miocène.

La coupe se termine par des calcaires fétides, des poudingues, puis des assises secondaires dont nous aurons à discuter ailleurs le dispositif et les relations.

DISCUSSION. — De l'examen des différentes coupes dont nous venons de donner les parties essentielles, on peut tirer les conclusions suivantes :

Les couches marines, qui recouvrent les niveaux lacustres appartenant au Sannoisien supérieur et au Stampien inférieur, débutent par des assises qu'il faudra rattacher au Stampien supérieur ou moyen, et se continuent, sans doute, à l'Aquitanien.

Elles sont formées de conglomérats et de grès en bancs alternés, ou mieux, en amas lenticulaires enchevêtrés dont la puissance atteint de 60 à 80 mètres.

Il ne paraît pas que de nouveaux bancs correspondant à des dépôts lacustres ou lagunaires s'intercalent dans les formations du Nummulitique marin.

A leur partie supérieure, les grès et conglomérats nummulitiques passent dans la région de Selva et d'Inca à des grès qui semblent appartenir au Burdigalien inférieur. Les grès et poudingues nummulitiques représentent donc ici le Stampien supérieur et l'Aquitanien.



Fig. 64. — Coupe partielle de l'Oligocène de Cala Blanca de Santa Ponza (Majorque).

b) Coupe du Nummulitique de Santa Ponza à Paguera (fig. 64). — Les assises nummulitiques occupent d'assez grandes surfaces entre Calvia et la mer, mais il est fort difficile d'y trouver des coupes où des fossiles permettent d'établir une chronologie, fût-ce approximative, des sédiments.

Le rivage de la mer donne au moins un aperçu de la multiplicité des assises et de leur disposition. Malheureusement, la grande rareté des niveaux fossilifères enlève presque toute sa valeur à la succession que nous avons relevée et que nous donnons en détail à titre documentaire avant d'en analyser la signification.

A son bord S.E., le bassin nummulitique qui est tranché par la côte est borné par le petit bombement anticlinal de la Punta del Castillo. A son bord N.O. il s'appuie aux couches secondaires des alentours de Cabo Andritxol. La coupe dont nous figurons une partie montre les bancs du Nummulitique reposant en discordance¹ sur les assises néocomiennes de Cala Blanca de Santa Ponza et se succédant du S.E. au N.O. — et tout au moins pour la première partie de la coupe, de bas en haut — dans l'ordre suivant :

- | | |
|---|-----------------|
| 1° Marnes roses légèrement sableuses | 1 m. 50 |
| 2° Couche pétrie de <i>Melanoides Pachecoï</i> VIDAL | 0 m. 30 |
| 3° Calcaire massif à sections de Gastropodes | 3 mètres. |
| 4° Calcaire effrité dont les débris sont unis par un ciment marno-calcaire jaune | 5 à 6 mètres. |
| 5° Calcaires blancs ou gris clair, massifs à <i>Limnea</i> sp. et <i>Bulimus Bouvyi</i> HAIME | 1 m. 50 |
| 6° Calcaires semblables aux précédents, mais stériles et en bancs plus minces | 10 à 12 mètres. |

¹ Un dépôt de marès en bancs inclinés masque une partie du Néocomien et de son contact avec le Nummulitique sur une quinzaine de mètres de hauteur.

7° Calcaires massifs	1 m. 50
8° Poudingues ravinant les calcaires 7, mais avec même pendage général	2 m. 50
9° Grès fins	0 m. 50
10° Marnes et grès marneux roses	2 mètres.
11° Grès à débris de la couche 10, stratification en lentilles	2 —
12° Calcaire gréseux	2 —
13° Alternance de lits calcaires et marneux de 0 m. 20 à 0 m. 30.	5 —

A ce point de la coupe le pendage change et de N.O. devient S.E. On devrait donc retrouver, en sens contraire, la succession qui vient d'être mentionnée, mais une petite cassure nous fait perdre tout point de comparaison, en sorte que nous ne pouvons que continuer l'énumération sans établir d'équivalence.

14. Couches marno-gréseuses rose vif (<i>couches vermeilles</i> analogues à celles du Pas Vermell)	5 mètres.
15° Marnes jaunes	1 m. 50
16° Grès et poudingues	2 m. 50
17° Marnes blanches	1 mètre.
18° Calcaires et marnes blanches	15 à 20 mètres.

Nouveau pli, anticlinal cette fois, au N. duquel les couches se resserrent et deviennent presque verticales pendant de 60 degrés au N.O.

19° Marnes blanches	5 mètres.
20° Calcaires	5 —
21° Marnes et marno-calcaires lités	6 —
22° Grès	2 —
23° Marno-calcaires blancs lités.	1 m. 50
24° Grès ferrugineux à radioles de <i>Cidaris</i>	0 m. 50
25° Poudingues	3 m. 50
26° Couches vermeilles	8 mètres.
27° Poudingues	4 —
28° Couches vermeilles	2 —
29° Calcaire lité à aspect de calcaire liasique	5 —
30° Marnes claires	5 —
31° Grès et poudingues	8 —
32° Marnes roses et jaunes	5 —
33° Calcaire marneux à <i>Nummulites intermedius</i>	1 —
34° Marnes jaunes	5 —
35° Grès durs.	1 m. 50
36° Marnes	3 mètres.
37° Grès gris clair	4 —
38° Marnes jaunes	3 m. 50
39° Grès fins lités	2 mètres.
40° Marnes jaunes et blanches	3 —
41° Poudingues	5 —
42° Grès et marnes alternés.	7 —
43° Poudingues	6 —
44° Grès et marnes alternés couronnés par un banc de poudingue	20 —
45° Marnes à cristaux de gypse.	
46° Grès dur à empreintes de Gastropodes indéterminables	2 mètres.
47° Alternance de grès et de marnes	40 —
48° Poudingue	10 —

Cette coupe est interrompue par des dunes auxquelles font suite des couches de même nature pendant au S. E. que l'on peut étudier jusque vers le ruisseau de Paguera, mais qui ne nous enseignent rien de plus.

L'analyse de ces coupes semble montrer que les couches de base des terrains tertiaires, qui contiennent les *Melanoides Pachecoi* VIDAL et le *Bulimus Bouvyi* HAIME des lignites de Binisalem, doivent être, comme ces derniers, rapportées au Sannoisien supérieur et peut-être au Stampien inférieur.

Les marnes roses ou vermeilles, qui accompagnent ici les couches lacustres, se retrouvent en de très nombreux points de la partie occidentale de la chaîne. Souvent nous nous sommes basés sur leur association à des poudingues pour dater, à défaut de fossiles, des formations douteuses.

Elles paraissent indiquer au voisinage immédiat de l'endroit où elles se sont déposées un régime continental latéritique.

Il n'y a pas de raison d'en faire spécialement des dépôts d'eau douce, mais elles semblent, ici, accompagner, plus généralement, les calcaires et marnes à faciès lacustres. Elles apparaissent en tout cas à la base de la coupe, alors que plus que probablement la sédimentation est lacustre.

Dès la couche 8 apparaissent des poudingues qui ravinent leur substratum et revêtent l'aspect typique des poudingues nummulitiques tels que les a bien décrits HERMITE.

Mais il n'est pas certain que cette invasion marine dont ils témoignent soit définitive. Nous serions même porté à voir, dans les lits marneux vermeils et dans les couches marneuses et marno-calcaires fréquemment répétées dans la partie inférieure de notre coupe, la preuve de l'alternance durant un certain temps de dépôts lacustres avec les poudingues marins ou les grès également marins à *Cidaris*.

Le faciès prend un caractère différent, qui nous paraît correspondre à un régime franchement marin, à partir des couches calcaires à *Nummulites intermedius* (C. 33).

Le long de la côte les poudingues sont assez peu développés, mais ils prennent en beaucoup d'endroits, et très rapidement, une très grande ampleur, comme il est naturel pour des sédiments détritiques. On les voit jouer, dans la partie de la Sierra des Gats que traverse la grande route, un rôle beaucoup plus important que vers le rivage qui n'en est éloigné, pourtant, que de quelques centaines de mètres.

En résumé, la coupe de Santa Ponza à Paguera montre, sur des formations lacustres du Sannoisien supérieur et du Stampien inférieur, des formations détritiques peut-être complexes quant à leur origine, mais dont la partie moyenne datée par la présence de *Nummulites intermedius* peut être rapportée au Stampien supérieur. L'absence de fossiles dans les assises tertiaires les plus élevées de cette coupe ou des régions avoisinantes empêche de déterminer leur âge ; toutefois, l'homogénéité du faciès nous porte à mettre tous les conglomérats du bassin Calvia-Paguera dans l'Oligocène.

c) **Oligocène de Cala Blanca de Camp del Ma.** — L'intérêt de ce gisement est d'être constitué par des assises marines un peu plus anciennes que ne paraissent l'être celles des autres points où nous avons étudié le Nummulitique.

Nous n'avons pu retrouver la couche fossilifère ; M. VIDAL [85] l'a découverte et signalée dans les termes suivants : « Des affleurements de lignite que l'on a vainement tenté d'exploiter se montrent ici dans des marnes fossilifères, et tout est intercalé dans une épaisse formation de poudingues calcaires. »

Notre coupe (fig. 43) montre la façon dont ces poudingues, superposés à des marnes roses et à des calcaires lacustres, reposent en discordance sur des marnes crétacées. Elle est orientée perpendiculairement à celle de M. VIDAL ([85], fig. 2).

La transgression marine débute donc, ici, au Stampien inférieur. L'affleurement de cet Oligocène est trop exigü pour qu'on puisse y chercher la trace de récurrences lacustres ou saumâtres.

La succession des assises de l'Oligocène marin varie beaucoup. Dès l'O. de Santa Ponza, la côte 122 montre des poudingues et des marnes peu épais couronnés par des calcaires massifs à *Mélobesies* et à *Milioles*.

Vers S' Arracó, on observe, sous les poudingues du Puig Blanch, des calcaires à Miliolites et d'autres à Cerithes indéterminables.

Mais les poudingues constituent un faciès tout à fait général de l'Oligocène marin et ils sont très souvent accompagnés, principalement à l'O. de la chaîne (S' Arracó, P. Antio, Calvia, Tora, Cala Blanca de Camp del Ma, vallée de Valldurgent, fenêtre de Son Singata, etc.), par les *marnes vermeilles*. L'Oligocène marin ou lacustre est encore inconnu dans la série inférieure (Série I) de la Sierra de Majorque, mais nous l'avons observé dans toutes les autres.

2° OLIGOCÈNE MARIN DE LA RÉGION DE RANDA

Nous donnons (fig. 216, 217, ch. XXI) un schéma de la disposition des assises nummulitiques et miocènes des abords de Llummayor. On sait depuis les travaux d'HERMITE que les couches à *N. intermedius* d'ARCH. y sont représentées. L'étude stratigraphique de ce massif est encore à faire.

3° OLIGOCÈNE DE LA RÉGION D'ARTA

Des calcaires à *N. Fabiani* et *N. incrassatus* sont en partie laminés par les lambeaux triasiques de Sa Serra. Peut-être des couches lacustres existent-elles en certains points. M. DARDER admet, en outre, qu'existent dans ces montagnes des calcaires éocènes. Le fait est possible; mais nous n'avons vu que les couches oligocènes.

4° CARACTÈRES LITHOLOGIQUES DES PRINCIPALES ROCHES DU NUMMULITIQUE DE MAJORQUE

a) SÉDIMENTS LACUSTRES. — Marno-calcaires lacustres du Sannoisien de Can Miray. Roches tendres, gris clair, de grain très fin. En coupes minces on y observe, dans une pâte extrêmement fine, des traces douteuses d'algues.

Calcaires lacustres couronnant les couches à lignites de Binisalem. Calcaires durs assez siliceux présentant soit une pâte très homogène, couleur café au lait sombre, soit une structure concrétionnée extrêmement nette, sans qu'il soit possible de discerner aucun reste organisé au centre de ces concrétions.

Au microscope, de la silice apparaît dans une pâte fine plus ou moins zonée.

b) CALCAIRE MARIN

Calcaire à *Nummulites intermedius* de Bañols. — Calcaire zoogène, légèrement gréseux, en certains points pétri de Nummulites.

Calcaire marin compact de la cote 122 O. Santa Ponza. Calcaire dur légèrement siliceux de couleur gris clair. En coupe mince (coupe 155) on y observe d'abondantes Mélobésies (*Lithophyllum*) ainsi que des Miliolites.

Calcaire marin à Miliolites de S' Arracó. Ce calcaire assez tendre est essentiellement formé par des débris de test de mollusques et par des Miliolidés trematopores (*Planorbolina mediterraneuse*), formes apparues au Crétacé supérieur. En outre, abondantes Mélobésies.

c) GRÈS. — Les grès nummulitiques sont en général d'un grain très fin et d'une teinte grise, rarement sombre. Ils ressemblent beaucoup aux grès du Néogène, et le seul caractère distinctif que l'on observe réside dans la présence, dans les grès miocènes, de Lépidocyclines et d'Amphistégines, alors que les grès nummulitiques ne présentent aucun reste fossile.

d) POUDINGUES NUMMULITIQUES. — Les poudingues nummulitiques (oligocènes) de la Sierra de Majorque ont été déjà distingués ou décrits par HERMITE qui les place dans l'Eocène.

Ils sont formés de cailloux arrondis gros comme des œufs ou comme des mandarines, réunis par un ciment gréseux dur. Les cailloux sont tantôt des fragments de dolomies triasiques, tantôt des morceaux de calcaire du Lias, mais l'élément prédominant est fourni par une roche dure, noire, à grain très fin qui abonde dans tous les poudingues nummulitiques de Majorque. Elle est, par contre, beaucoup plus rare, et même manque en général complètement, dans les poudingues

néogènes. Il se pourrait qu'elle provînt des calcaires bleuâtres à *Fucoïdes* du Trias, mais nulle part nous n'avons trouvé ces derniers si durs, ni d'un grain si serré et si uniformément noir. De plus, ce sont les dolomies qui prédominent dans les formations triasiques des Baléares, et, si ces poudingues provenaient du démantèlement du Trias, les roches noires n'y seraient pas si abondantes que les dolomies claires.

Jusqu'ici la constitution lithologique des conglomérats oligocènes n'apporte aucune lumière quant à leur origine, ni quant à la position des terres émergées dont ils proviennent. Il se pourrait que ces éléments noirs proviennent des régions, correspondant à l'actuel emplacement de la mer Baléare, qui étaient émergées au Nummulitique.

V. COORDINATIONS. LES BALÉARES A L'ÉPOQUE NUMMULITIQUE

A moins que des découvertes nouvelles ne viennent révéler l'existence de fossiles nummulitiques, plus anciens que ceux de l'Oligocène, dans certains des nombreux affleurements stériles de l'Eogène de la Sierra principale, nous croyons que l'on pourra admettre, relativement aux termes supérieurs du Tertiaire, les conclusions suivantes :

1° Les formations marines de l'Eocène sont absentes dans la partie septentrionale de Majorque;

2° A partir de l'Oligocène inférieur et jusqu'au Stampien supérieur inclus, étages dans les sédiments desquels sont conservés des restes de Mammifères, s'est établi, au moins sur le N.O., le Nord, le Centre et le S.O. de l'île, un régime de grands lacs. Ces lacs étaient peuplés par une faune très particulière de Gastropodes et à leurs abords vivaient les derniers descendants, très imprévus à un niveau aussi élevé, des *Lychnus* du Garumnien.

Cette persistance d'un genre qui fut classé jusqu'ici parmi ceux dont la répartition stratigraphique était la plus étroitement limitée est même si étrange, que les plus extrêmes réserves doivent être faites à ce sujet, jusqu'à l'acquisition de preuves nouvelles de sa coexistence avec les *Plagiolophus Fraasi* du Stampien inférieur.

3° Au Stampien inférieur, une transgression venue du S.O. amène des couches marines littorales dans la région d'Andraitx. Cette transgression, peut-être hésitante vers Santa Ponza durant le Stampien inférieur, couvre de vastes espaces dès le Stampien supérieur, notamment le S. et le centre de l'île, ainsi que les zones qui, lors du déclenchement des phénomènes de charriage, firent partie des nappes ou séries supérieures communément désignées ici par les numéros II et III.

Mais il semble que la transgression n'atteignit en aucun point les régions septentrionales de l'île que nous avons désignées sous le terme de série I et qui représentent, peut-être, les seuls terrains autochtones de Majorque.

Ces régions septentrionales ne seront atteintes par la mer que plus tard, lors de la transgression burdigalienne. Il en est de même de l'île d'Ibiza, où aucun sédiment éocène ou oligocène ne nous est connu, ainsi que de l'île de Minorque qui est, du reste, très différente, par toute son histoire, des autres Baléares.

VI. PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS DU NUMMULITIQUE SUR LE POURTOUR DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

Hormis le Lutétien de Cabrera qui, signalé par HERMITE, fut à nouveau étudié par M. GOMEZ LLUECA, le Nummulitique n'est pas connu dans l'archipel Baléare en dehors de Majorque.

Aux abords même de la côte catalane, il n'est représenté que par des formations lacustres; et il faut remonter dans l'intérieur de la Péninsule, vers le N.O., pour y atteindre des sédiments marins lutétiens,

que l'on suit alors tout le long du versant S.O. des Pyrénées jusqu'aux régions cantabriques. C'est vers l'extrémité S.E. de ce vaste affleurement que se sont déposés les poudingues du Montserrat, homologues de ceux de Palassou. Dans sa partie N.O. seulement, ce bassin comporte des formations tertiaires antérieures au Lutétien.

Il faut descendre le long de la côte d'Espagne jusqu'au S. de la province de Valence pour rencontrer à nouveau le Nummulitique qui est, encore ici, constitué par des sédiments dont les plus anciens sont lutétiens, d'après les travaux de NICKLÈS. Nous avons pour notre part observé le Lutétien dans les montagnes qui entourent Callosa de Ensarria. Il y est constitué par des calcaires et des marnes parmi lesquels nous avons recueilli la faune classique de Nummulites et d'Echinides de cet étage, qui y fut déjà décrite, du reste, par COTTEAU et NICKLÈS. Ces couches tertiaires sont, suivant les points, soit en contact avec du Maestrichtien, soit en discordance sur un autre terme du Crétacé, soit juxtaposées à du Trias, comme par exemple à Villena. Mais outre le Lutétien, il existe dans cette partie de la chaîne subbétique des calcaires d'âge plus récent, tels ceux de Reco Amplo de Orcheta qui, examinés en juillet 1914 par JEAN BOUSSAC, lui révélèrent « de magnifiques *Lépidocyclines*.... parmi lesquelles on distingue à première vue de multiples espèces.... » « Les choses paraissent moins simples que nous croyons et le Tertiaire d'Alicante nous réserve peut-être encore des surprises », ajoutait-il.

Une quinzaine de kilomètres à l'E. de ce gisement, un accident complexe, transversal par rapport à la direction générale des plis, met en contact du Nummulitique, pendant à 80 degrés au S.O., avec du Keuper qui s'appuie contre lui. Ce Nummulitique constitue la Sierra de Bernia, à l'E. de laquelle nous avons décrit avec M. GIGNOUX la succession schématique suivante dans le Tertiaire :

1° Nummulitique (Lutétien) supportant en discordance :

2° Couches à *Lepidocyclina elephantina* M.-CH.

3° Miocène coupé à 40 mètres au-dessus de sa base d'un niveau à *Pecten Ugolini* DEP. et ROM.

Dans la province de Jaen, R. DOUVILLÉ a décrit de son côté un Nummulitique composé de Lutétien transgressif, sur les marnes blanches à *N. Montefriensis* R. Douv. duquel reposent, transgressifs, à leur tour, des dépôts aquitaniens à *Lépidocyclines*. Le Burdigalien fait suite à ce dernier terrain, en concordance, mais nettement plus transgressif que lui.

Plus loin, vers le S.O., le Lutétien est encore transgressif, mais il n'est pas limité à la seule zone subbétique, et ses couches s'étendent jusqu'au bord de la mer, vers Malaga, ainsi que l'ont établi MM. BERTRAND et KILIAN en 1885. Ces dépôts éocènes ont ici un caractère nettement littoral.

Nous ne croyons pas qu'on ait encore signalé dans ces parages de terrains oligocènes ; par contre il convient de rappeler ici que les travaux récents de MM. DÉFÉRET et H. DOUVILLÉ ont établi l'existence de dépôts marins de l'Oligocène jusqu'à Tolède et jusqu'à Cuenca.

Sur la côte de l'Afrique du Nord, les travaux des géologues du Maroc et de l'Algérie ont permis de conclure à une très large extension de la mer nummulitique, dont nous résumons la répartition d'après le traité de M. HAUG. Ce savant distingue quatre zones à peu près parallèles à la côte, savoir :

Une première bande, se suivant de Tanger au Cap Bon, et correspondant à des formations lutétiennes transgressives sur un substratum d'âge variable ;

Une seconde zone, correspondant au versant septentrional des hauts plateaux, où le Nummulitique fait suite en concordance et en continuité au Crétacé supérieur ;

Une zone, connue seulement en Tunisie, et dans la province de Constantine, où le Lutétien est transgressif sur des terrains plus anciens, voire sur le Trias ;

Une quatrième zone correspondant à l'Atlas saharien, où la série nummulitique est de nouveau concordante au Crétacé supérieur et où les termes postérieurs au Lutétien font défaut.

Le Nummulitique, représenté par du Lutétien transgressif, est enfin connu vers Orosei sur la côte E. de Sardaigne et dans la partie N.E. de la Corse, d'où il se continue vraisemblablement par le Lutétien transgressif de la zone alpine. A l'Oligocène, la poussée transgressive minutieusement étudiée dans les Alpes par JEAN BOUSSAC se fait sentir pareillement sur la Corse et la Sardaigne. Mais, d'après DALLONI, des plissements pyrénéens se sont formés en Algérie et la mer oligocène se réduit au long golfe du Chélif et à celui plus récent — peut-être Chattien ou Aquitaniien — de Dellys. Le régime sera pleinement continental partout ailleurs, dès l'Aquitaniien.

VII. HYPOTHÈSES RELATIVES A LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU NUMMULITIQUE DANS LE BASSIN DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

Pour comprendre les modifications paléogéographiques du début des temps tertiaires, il est nécessaire de se reporter à l'histoire des changements survenus à la fin des temps crétacés.

On a vu (chapitre III) que la disposition des mers et le tracé qu'elles acquièrent dans la dépression aragonaise, au Crétacé supérieur, annoncent le renversement dans les relations de ce bassin avec la haute mer, dont nous trouvons la réalisation dès l'Yprésien.

La mer de l'Eocène inférieur n'a pas existé dans la zone bétique ou subbétique. Elle ne s'est pas étendue sur les Baléares, ni, semble-t-il, sur la Péninsule, hormis dans le golfe Cantabrique. Et, ainsi que SUSS l'a fait remarquer pour toutes les chaînes tertiaires eurasiennes, la mer lutétienne arriva, transgressive, sur les emplacements où vont s'élever au Néogène les divers tronçons des Alpides. La mer lutétienne est, de même, absente de la zone qui correspond aux Pyrénées, mais elle est encore transgressive dans ce golfe sud-pyrénéen dont M. DEPÉRET a montré qu'il jouait en Espagne exactement le même rôle que le golfe d'Aquitaine en France au cours des temps nummulitiques. C'est, en somme, à peu près la même zone déprimée que celle de notre ancien bassin aragonais, mais légèrement décalée vers le N., et surtout ouverte au N.O. et fermée au S.E.¹, ainsi qu'en témoigne un chapelet de formations lutétiennes lacustres qui occupent en Catalogne, au pourtour de l'extrémité de ce golfe, la même position que les formations lacustres décrites dans les Corbières, par M. DONCIEUX, au pourtour de la partie terminale du golfe de l'Aquitaine.

La Mésogée lutétienne, sans aucune relation directe avec ces golfes, occupait, transgressive, la zone bétique et subbétique jusqu'au Cabo de la Nao, puis passait au S. d'Ibiza. Elle touchait par sa bordure septentrionale la zone de sédimentation qui correspond actuellement à Cabrera et à la Sierra de Levante de Majorque. Minorque semble avoir été émergée, et sans doute cette île s'est-elle à nouveau trouvée reliée par une vaste terre ferme au Massif corso-sarde.

Cette émergence de la partie principale de Majorque et de Minorque paraît avoir été accompagnée de plissements moins importants que ceux dont nous ferons mention au Miocène, mais déjà sensibles. L'Oligocène lacustre ou marin repose, en effet, sur des couches plissées. D'autre part, on verra dans notre description détaillée que le Burdigalien repose à Majorque sur la Série I plissée. Autant qu'on peut en juger par l'étroite frange de cette série, qui est seule accessible aux investigations, ces plis anté-burdigaliens paraissent dus à une poussée S.O.-N.E. (voir fig. 91).

Nous connaissons encore trop mal l'âge et l'orientation des accidents anté-burdigaliens de Minorque pour en faire état. Mais il ne serait pas impossible que les mouvements ayant intéressé à ces moments le substratum des écailles de Majorque et la masse, probablement autochtone, de Minorque, puissent être mis, un jour, en relation les uns avec les autres.

Quoi qu'il en soit, on sait que, à l'Oligocène inférieur, l'érection des Pyrénées ayant fermé le passage aux eaux marines dans la région cantabrique, un régime de grands lacs s'installe dans les bassins de l'Ebre et du Haut-Duro.

Le raccord des résultats stratigraphiques et paléogéographiques locaux qui viennent d'être résumés avec ce qui est connu de la géographie oligocène peut être réalisé grâce aux restes de vertébrés sannoisiens et stampiens retrouvés dans les formations lacustres de Majorque.

Ainsi que cela fut dit dans les conclusions d'une note préliminaire sur cette question [22], le fait que, dans Majorque, vivaient, à l'Oligocène inférieur, des Mammifères appartenant à des

¹ C'est à ce golfe éphémère que l'on a donné inconsidérément le nom de « géosynclinal sud-pyrénéen ».

espèces bien connues du Languedoc et de la vallée du Rhin, implique l'existence de communications continentales entre ces régions.

« On peut inférer de ces communications l'existence, sur toute la région du golfe de Lion, d'un continent éocène et oligocène relié à l'Espagne, à la France et, peut-être, au massif corso-sarde. Le massif côtier catalan à l'O., l'extrémité orientale des Pyrénées et des Corbières, le Languedoc et la vallée du Rhin, la Provence et enfin la partie cristalline de la Corse et de la Sardaigne représentent les débris de ce continent qui englobait aussi les Baléares, *tandis que la Mésogée éogène s'étendait au S. de cette terre dans son bassin méridional.* »

Au Stampien inférieur se manifeste le début d'une transgression plus ou moins hésitante (Cala Blanca de Andraitx). Elle s'affirme au Stampien moyen et supérieur, gagnant à ce moment tous les points de la Sierra de Majorque qui ne font point partie de la Série I. En même temps sans doute, ce mouvement de transgression se fait sentir dans la zone subbétique. Celle-ci est dépassée dans sa partie N.E. de plus de 250 kilomètres par la mer oligocène qui forme un vaste golfe jusqu'à Tolède et Cuenca. Par contre, la transgression oligocène ne semble pas avoir débordé sensiblement les limites de la mer lutétienne entre Jaen et Cadix. Quant à l'Algérie et à la côte marocaine, le bord S. de la haute mer Oligocène s'est cantonné dans la partie côtière actuelle où ses sédiments font suite en continuité à ceux du Lutétien dans les golfes du Chélif et ultérieurement de Dellys, le reste de l'Algérie étant émergé.

Il n'y a aucune preuve que cette mer algérienne n'ait pas été la même que celle du S. des Baléares. Quant à l'existence d'une terre émergée, d'ailleurs ancienne, réunissant la zone bétique au massif cristallin et silurien bordant la côte entre Tetuan et Melilla, elle est admise par MM. HAUG et GENTIL. Le caractère littoral des sédiments lutétiens de la région de Malaga semble en effet appuyer cette hypothèse.

En somme, à la fin de l'Oligocène, la distribution des masses continentales dans la Méditerranée occidentale est encore assez analogue à celle que nous avons vue se modifier dans le détail au cours du Secondaire. La Méditerranée occupe toujours les mêmes emplacements. Le seul fait important a été la naissance de la chaîne pyrénéenne.

La stérilité des couches marines qui forment un terme de passage entre l'Oligocène et le Miocène à Majorque ne permet pas d'y distinguer le Chattien et l'Aquitanién. Nous ne pouvons donc pas détailler les phases de la transgression qui commence au Stampien moyen et se poursuit sans interruption jusqu'au Burdigalien. Toutefois il apparaît clairement que, après avoir débuté par une faible progression, l'invasion marine gagne brusquement au début du Néogène de vastes étendues. On assiste ici au changement géographique le plus important qui se puisse enregistrer, depuis le début des temps secondaires.

CHAPITRE V

TERRAINS NÉOGÈNES

I. *Historique. — Répartition. — Divisions.*

II. *Le Néogène de la Sierra de Majorque.* A. Série I; B. Néogène à faciès septentrional des Séries II et III; C. Les assises les plus anciennes du Néogène septentrional; D. Les caractères lithologiques et les faciès du Néogène septentrional.

III. *Le Néogène de la plaine médiane et du revers méridional de la Sierra de Majorque.*

IV. *Le Néogène de l'île d'Ibiza :* a) Le Miocène inférieur; b) Le Vindobonien de Portinatx.

V. *Le Miocène de l'île de Minorque.*

VI. *Principaux affleurements de Néogène sur le pourtour de la Méditerranée occidentale.*

VII. *Hypothèses relatives à la paléogéographie du Miocène dans le bassin de la Méditerranée occidentale.*

I. HISTORIQUE. — RÉPARTITION. — DIVISIONS

Les formations néogènes de Majorque ont été signalées par LA MARMORA, HAIME et BOUVY, mais c'est HERMITE qui, le premier, sut y définir des niveaux stratigraphiques précis. Il distingua, à sa partie inférieure, un calcaire à *Clypeaster*, burdigalien, représenté sur la côte Nord, aux abords de Deya, puis des couches à *Ostrea crassissima* LK., particulièrement développées au château de Bellver, ces deux niveaux étant superposés à Muro.

L'étude de la colline de Bellver montra de plus à HERMITE, sur les couches à *O. crassissima*, un niveau à *Cerithium pictum* BAST. qu'il tendait à attribuer au Sarmatien, puis un complexe de couches à *Lucina columbella*, *Tellina lacunosa*, *Cardium edule*, etc.

Enfin, dans la région de MANACOR, HERMITE découvrit des formations à *Cardium* cf. *Cardium carinatum* DESH., *Cardium protenue* MAYER, dont il fit un équivalent des couches à Congéries.

Le Pliocène réduit à un petit lambeau de calcaires lacustres découvert au S.E. de Palma n'est connu nulle part sous forme de dépôts marins.

C'est donc à tort que l'archiduc LOUIS-SALVATOR D'AUTRICHE figura, à l'instar de BOUVY, dans la carte qui accompagne son grand ouvrage [53], toute la plaine de Majorque comme formée de Pliocène marin entourant de petits îlots de Miocène.

En 1899, BOFILL [5] reprit l'étude du Miocène et montra que le Burdigalien supporte à Majorque des dépôts vindoboniens représentés tant par les assises à *Ostrea crassissima* LK., que par la mollasse calcaire de MURO, dans laquelle il mentionne un nombre d'espèces beaucoup plus considérable que ne l'avait fait HERMITE. HOERNES à son tour entreprit l'étude du Miocène des Baléares en 1905 [47-48].

Il confirma l'attribution des couches supérieures du château de Bellver au Vindobonien, et conclut, par suite, à l'inexistence du Sarmatien, puisque les couches qu'HERMITE attribuait à cet étage se trouvent sous les calcaires supérieurs d'âge vindobonien. Il constata, de plus, l'existence de couches à *Pecten latissimus* BROCC. à Minorque, où HERMITE ne mentionnait que le Burdigalien et où, de ce fait, se trouve aussi démontrée la présence d'une partie du Vindobonien.

Enfin, en 1917, M. GOMEZ LLUECA [38] publia une intéressante monographie des couches miocènes de Muro. Son étude, qui accroît d'une manière importante le nombre des espèces connues dans le Miocène de Majorque, n'apporte malheureusement pas de preuve définitive de l'âge helvétique des mollasses calcaires de cette localité, car la faune de ce gisement n'a encore fourni aucun fossile susceptible de lui assigner une date stratigraphique absolument précise.

Outre ces divers problèmes auxquels se sont attachés nos prédécesseurs, il nous fut donné de montrer en 1914 que les couches à *Clypeaster* de Deya se continuent le long de la côte et y délimitent deux écaillés superposées. Ces mêmes formations reparaissent en divers points de l'intérieur de la chaîne, par des fenêtres tectoniques, déterminant ces affleurements ambigus, jadis observés par HERMITE, et classés par lui

dans le Tertiaire, mais dont il n'avait pu ni fixer l'âge, ni expliquer la position. Cette découverte nous a permis de jeter quelque lumière sur la tectonique de la Sierra de Majorque et de distinguer, au point de vue stratigraphique, deux types nettement différents dans le Miocène de cette île, savoir un « type septentrional » caractérisé par des grès à *Amphistégines*, des marnes bleues, des marnes gréseuses à *Pecten præscabriusculus* FONT. et à *Clypeaster*, des conglomérats et des calcaires, tous faciès qui sont nettement distincts des mollasses jaunâtres ou de la mollasse calcaire blanche, décrites, par tous les géologues, dans la plaine médiane de l'île, et qui représentent ce que nous dénommons « type méridional » du Néogène.

Peu après notre première publication, M. DARDER [18] étendit, à la totalité de la chaîne, les observations que nous avions limitées à la partie S.O. de la Sierra, et signala des marnes néogènes jusqu'à Pollenza et à la Cala San Vicente.

Depuis lors, nous avons pu constater que ces deux faciès différents se confondent en partie vers la région d'Alcudia, et que le type septentrional se trouve partiellement réalisé dans les collines de Randa.

On a vu, par les hésitations des auteurs qui nous ont précédé, quelles difficultés présente la délimitation de niveaux stratigraphiques précis à Majorque. Nous n'avons pas été plus heureux, et n'avons découvert aucun fossile de zone susceptible d'éclairer notre religion en cette matière.

Le seul niveau fossilifère de la Série I est caractérisé par des Peignes burdigaliens. Mais il est à mi-hauteur des assises néogènes. Quant à la plaine de Palma-Muro, nous n'y avons guère plus de repères, ainsi qu'on le verra.

Nous croyons toutefois que la série prise dans les charriages ne dépasse pas le niveau du Schlier, c'est-à-dire tout au plus de l'Helvétien inférieur, alors que les assises terminales du Miocène de la plaine sont tortoniennes pour autant que l'on peut se fier à leur faune de *Pithocerithium*.

Jusqu'ici, nous n'avons connaissance d'aucune formation pontique ou sahélienne marine aux Baléares.

La limite inférieure des assises néogènes n'est pas moins difficile à définir. On a vu, au chapitre précédent, qu'une transgression marine débute par le Sud de Majorque à l'Eocène supérieur et gagne la Sierra principale au milieu du Stampien. Ce n'est par contre qu'au Burdigalien que paraît correspondre l'avance principale de la mer. Le fait que Majorque se relie à la chaîne subbétique rendrait particulièrement intéressant de pouvoir définir la date exacte des plissements qui ont affecté ce dernier tronçon des Alpides. Malheureusement, malgré nos recherches, nous n'avons pu trouver la discordance qui eût apporté les précisions cherchées. Nous en serons réduit à discuter à ce sujet — en leur opposant quelques observations personnelles — les récentes conclusions de M. DARDER, d'après lesquelles la phase orogénique trouverait place entre la fin du Burdigalien et le début du Vindobonien [21].

II. LE NÉOGÈNE DE LA SIERRA DE MAJORQUE

A. Série I. — On a vu que les assises du Néogène septentrional de Majorque jouent un rôle tectonique extrêmement important, ou, mieux, qu'elles facilitent l'analyse des accidents tectoniques de la chaîne en y délimitant les éléments structuraux. Elles se sont révélées jusqu'ici pauvres en niveaux fossilifères et nous n'avons pu y établir aucune coupure stratigraphique de détail, fût-ce dans des régions, comme le ravin de Son Valenti, où leur état de conservation est en tous points excellent. Mais il y a plus. Nous n'avons trouvé aucun moyen de dater exactement la base de leurs assises, non plus que leurs dernières couches.

LE MIOCÈNE DE SON VALENTI ET DE SON BUÑOLA. — C'est dans les deux ravins voisins de S. Valenti-Son Balaguer et de S. Buñola, au N.E. d'Esporles que nous avons trouvé la série la plus complète de terrains néogènes, et surtout que nous avons pu déterminer leur âge moyen.

Nous donnons, figure 65, la coupe de ce Miocène, qui est dominé par le Trias charrié de la Série II (C) et qui repose en transgression sur le Trias dolomitique (d) du Muschelkalk et le Werfénien (W). On y observe de bas en haut :

27° Calcaire à sections de grandes huîtres	1 mètre
26° Poudingue à éléments irréguliers, clairs	5 —

25° Calcaire ivoirin	4 mètres
24° <i>Lis</i> Poudingue bréchoïde	5 —
24° Marnes	8 —
23° Grès avec ripplemarks	3 m. 50
22° Marnes sableuses bleues	1 m. 50
21° Grès fins	1 m. 20
20° Marnes sableuses bleues	2 mètres
19° Grès fins à polypiers	3 —
18° Marnes sableuses bleues	8 à 9 —
17° Grès fins à cassure bleue, à patine brune	1 —
16° Marnes sableuses bleues	2 —

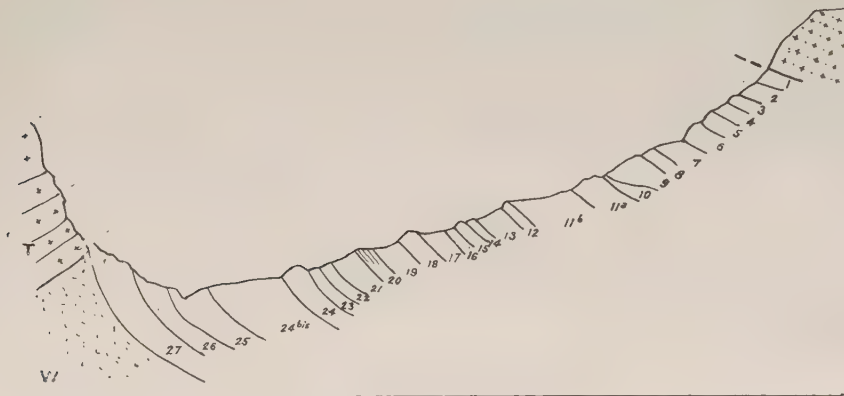


FIG. 65. — Coupe du Miocène de Son Valenti, (Ech. 1/5.000°.)

15° Grès fins à Amphistégines	3 m. 50
14° Marnes sableuses bleues stériles	2 mètres
13° Grès lités à ripplemark	1 —
12° Marnes sableuses bleues à mauvais restes de fossiles (ceux-ci peuvent être tombés de la couche suivante).	2 —
11° b) Grès	1 m. 50
11° a) Grès grossiers à <i>Ostrea gingensis</i> SCHLOTH.	3 mètres
10° Marnes bleues sableuses pétries de cailloux anguleux et de gros polypiers avec quelques bivalves indéterminables	5 —
9° Grès	1 m. 50
8° Marnes bleues	8 mètres
7° Grès à surface ondulée	1 m. 50
6° Marnes sableuses bleues	6 mètres
5° Grès et marnes bleues alternés	2 —
4° Grès en dalles à surface ondulée	5 —
3° Marnes bleues	4 —
2° Grès lités	1 m. 50
1° Marnes bleues	4 —
C. Trias charrié	25 mètres

Hormis les couches de base qui contiennent de grandes huîtres voisine d'*Ostrea gingensis* SCHLOTH., ces dépôts miocènes ne nous ont révélé qu'un niveau fossilifère : celui qui porte sur notre coupe le numéro 10.

La faune déterminée par nous au Laboratoire de Géologie de l'Université de Lyon, avec l'aide si savante et aimable de M. le Professeur CH. DEPÉRET, comporte les formes suivantes :

Chlamys præcabriusculus FONT.

Chlamys præcabriusculus FONT. var. *Talaraensis* KIL.

Chlamys præcabriusculus FONT. var. *catalaunicus* ALMERA.

Chlamys gr. de *Chl. substriatus*.

Pecten Northamptoni MIGHT.

Pecten convexior ALM. et BOF.

Pecten subholgeri. FONT.

Ostrea crassicostata HOERNES.

Ostrea Gingsensis SCHLOTH.

Ostrea cf. *Gingsensis* SCHLOTH. sp.

Ostrea Barroisi KIL.

Ostrea Velaini (M.-CHALM.) KIL.

Lithophagus cf. *avitensis* MEYER.

Lithophagus Lithophagus LMK.

Pectunculus sp.

Balanus sp.

Polypiers.

Prenaster Falloti LAMBERT in coll.

Outre ces fossiles, il y a lieu de noter de très abondants moules de bivalves indéterminables même quant à leur genre.

Les couches de S. Valenti se retrouvent dans le ravin voisin de Son Buñola; mais, à part les polypiers toujours abondants, le niveau fossilifère ne nous y a fourni que *Chlamys præcabriusculus* FONT., *Pecten rotundatus* LMK.

Quoique ne comportant jusqu'ici qu'un petit nombre d'espèces, la faune que nous venons de mentionner classe, sans aucun doute, les couches qui la contiennent dans le Burdigalien.

Il est encore impossible de décider si les 50 mètres de sédiment néogènes subordonnés au niveau à *Pecten* représentent la base du Burdigalien, ou si leurs couches les plus inférieures sont antérieures à cet étage, mais nous penchons pour la première hypothèse.

Quant aux assises supérieures à la couche 10, nous avons admis, sur le conseil de M. DEPÉRET, dans une note déjà ancienne [36], que les marnes sableuses bleuâtres qui y sont si développées pourraient être considérées comme l'équivalent des marnes du Schlier viennois, ou bien aussi

des marnes carténiennes de l'Algérie. Elles appartiendraient ainsi soit à la base de l'Helvétien, soit au Burdigalien tout à fait supérieur. Aucun fossile n'est venu confirmer cette supposition.

DEYA. — La bande de terrains miocènes, qui couronne la série I et supporte les éléments charriés de la Sierra de Majorque, se suit, avec des vicissitudes diverses, de Son Valenti à Deya sur 15 kilomètres, mais ce n'est qu'aux abords de cet antique village qu'elle renferme de nouveau quelques fossiles.

En amont de la Finca de Son Marroig on peut en observer la coupe, avec facilité.

La maison de l'Archiduc est bâtie sur le calcaire massif du Lias (fig. 66).

Entre la maison et la route, le Jurassique supporte le Néogène, formé de bas en haut des termes suivants :

1° Calcaire détritique à sections de grandes huîtres	8 mètres
2° Marnes gréseuses bleuâtres à patine gris jaune	4 —
3° Alternance de marnes gréseuses et de bancs de grès avec polypiers et bivalves.	25 —
4° Grès durs	2 —
5° Marnes gréseuses.	3 —

Le tout est recouvert par le lambeau de Trias à fucoïdes qui forme le sommet de l'arête cote 402.

L'ensemble de ces couches est incliné transversalement vers le N.E., et la route, qui les atteint au kilomètre 26, permet d'y étudier une coupe analogue, quoique légèrement différente.

Sur les calcaires détritiques à grandes huîtres de la base on observe bien encore des marnes, puis des marnes à patine jaune avec intercalations gréseuses, où on trouve, au-dessous de la route, de rares Clypeâstres, des polypiers et des huîtres; mais à la partie supérieure de ces couches,

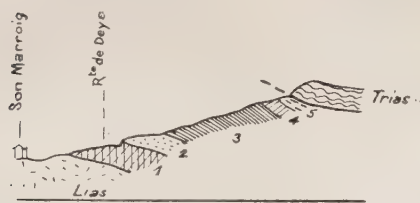


FIG. 66. — Coupe du Miocène de Son Marroig (Deya). (Ech. 1/2.000^e.)

dans des champs au-dessus de la route, on observe des marnes gréseuses, fines, à faune de petits Gastropodes blancs, et à Lucines écrasées.

Il est hors de doute que les couches du kilomètre 26 ne sont que la continuation de celles qui dominant Son Marroig. Nous réunissons, donc, dans une même liste, les espèces que nous y avons recueillies ¹ et celles qu'y ont citées nos prédécesseurs :

Chlamys præcabriusculus FONT.

Chlamys præcabriusculus FONT. var. *catalaunicus*

ALMERA.

Chlamys cf. *Northamptoni* MIGHT.

Pecten convexior ALM. et BOFILL.

Ostrea Velaini (M.-CH.) KILIAN.

Ostrea Gingensis SCHLOTH.

Ostrea Barroisi KIL.

Pectunculus sp.

Clypeaster intermedius DESMOULINS.

Clypeaster Scillæ DESMOULINS.

Clypeaster grandiflorus BRONN. (COLLET et LAMBERT).

Clypeaster latirostris AGASS. (COLLET et LAMBERT).

Clypeaster Ludovici-Salvatoris LAMBERT (COLLET et LAMBERT).

Clypeaster portentosus DESMOULINS (HERMITE).

Clypeaster sp.

Les seuls éléments de cette faune, qui permettent de dater le Néogène de Deya, sont, encore ici, des *Pecten* caractéristiques du Burdigalien.

Les *Clypeaster*, relativement abondants, ont été tous déterminés par M. LAMBERT, soit lors de la publication qu'il fit à leur sujet en 1909 avec M. L.-W. COLLET, soit récemment sur notre demande, à laquelle il a bien voulu accéder avec son amabilité et sa science coutumières.

Ces Echinides, dont la valeur stratigraphique est moins grande que celle des *Pecten*, présentent toutefois un certain intérêt, parce que la date stratigraphique qu'ils fournissent confirme l'âge burdigalien de ces couches.

Quant aux couches à Gastropodes, elles sont sans autre intérêt que de présenter de légères analogies avec un niveau à Turritelles que nous allons décrire au N. du Puig Mayor.

Il convient toutefois d'y mentionner :

Lucina sp.

Corbula gibba OLIV.

Corbula carinata DUB.

Ringicula buccinea DESH.

Natica helicina BROCC.

Triton sp.

Turritella turris BAST. var.

Les bancs gréseux intercalés dans les marnes contiennent, comme à Son Buñola, des Amphistégines, des Lépidocyclines et des Myogypsines.

Ces Foraminifères sont très importants pour l'étude de la géologie de Majorque, car ils sont assez répandus dans les formations du Miocène septentrional de l'île, en sorte que, vu la rareté des autres fossiles, c'est sur leur présence — et en particulier sur celle des Amphistégines — que l'on doit se baser pour distinguer les grès ou les calcaires néogènes des autres formations.

Cette coupe de Deya, comme celle de Son Valenti, ne fixe que l'âge des couches moyennes du Néogène. Son épaisseur — peut-être réduite du fait des phénomènes orogéniques — est limitée à une quarantaine de mètres. Il y a lieu, en particulier, de noter que les formations marneuses supérieures aux couches à *Chlamys præcabriusculus* en sont à peu près totalement absentes.

NÉOGÈNE DE ES CULLET. — Les formations miocènes des abords Nord du Puig Mayor font partie d'écaillés peu épaisses et étroitement imbriquées. L'étude de leur disposition tectonique sera faite chapitre XV. Nous nous bornons, ici, à faire mention d'une bande de Néogène, où les Majorcains ont trouvé des traces ligniteuses, et qui est jalonnée par des travaux de recherches, depuis Es Clot jusqu'à Es Cullet, au N. du Puig Mayor.

C'est aux abords de Es Cullet que l'on peut étudier les meilleures coupes de ces assises.

¹ Nous citons sans mention les espèces recueillies par nous, même si elles ont déjà été indiquées dans ce gisement par d'autres auteurs. Pour celles qu'ils ont mentionnées et que nous n'avons pas retrouvées, nous indiquons, entre parenthèses, le nom du géologue qui en fait mention.

Les dislocations qu'elles ont subies, par le fait que la masse du Puig Mayor les chevauche, nous obligeront à les étudier sur deux coupes, dont l'une prise au col de Es Cullet nous en donnera les termes supérieurs, et l'autre, prise à 500 mètres plus à l'O., les assises de base (fig. 67).

Le vallon qui descend de Es Cullet vers Es Clot est taillé de telle sorte que son versant N. est formé de calcaires liasiques, son fond et le bas de son versant S. par les assises néogènes, et la partie supérieure de ce même versant par la masse jurassique et triasique des couches de base du Puig Mayor.

Appuyé sur les calcaires liasiques, le Miocène comporte (fig. 67 a) :

1° Couches marno-sableuses à patine jaune	20 mètres.
2° Calcaires à feuilles	1 —
3° Marnes sableuses à <i>Lucina</i>	15 —
4° Calcaires fétides lités à feuilles	12 à 15 —
5° Conglomérats.	4 —

Sur ces conglomérats, on note en ce point des calcaires du Lias, mais il est difficile de s'assurer s'ils sont en place ou éboulés.

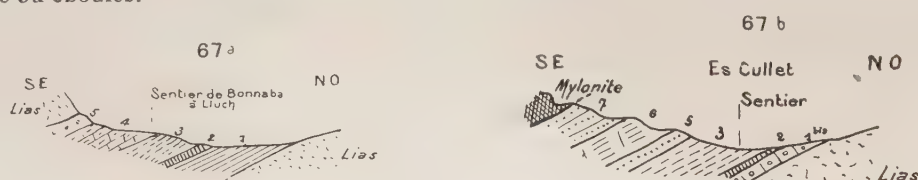


FIG. 67 a et b. — Coupes du Miocène à plantes de Es Cullet. (Ech. 1/2.500^e.)

La coupe du col fournit une succession plus complète, savoir, de bas en haut (67 b) :

1° Calcaires rougeâtres à grandes huîtres	2 mètres.
2° Calcaires lités à feuilles.	1 —
3° Marnes sableuses à <i>Lucina</i>	15 —
4° Grès à Amphistégines.	4 —
5° Calcaires zoogènes avec <i>Lithothamnium</i> et Amphistégines.	10 —
6° Grès fins, durs, à cassure bleue et patine rousse	15 —

La fausse brèche broyée, ou le calcaire mylonitisé, qui repose sur cette assise, appartient à la masse charriée du P. Mayor.

Si l'on suit vers le N.E. les couches 5 et 6, on observe un accroissement de l'importance des calcaires à *Lithothamnium*.

L'étude de la flore de ces assises n'a pas encore été entreprise.

Quant aux marnes à Lucines, nous y avons reconnu :

Turritella turris BAST. var. *taurolevis* SACC.

Turritella tricarinata BR.

Natica helicina BROCC.

Lucina miocenica MICH.

Lutraria sanna BAST.

Anomalocardia cf. *diluvii* LMK.

Pinna sp.

Cette faunule ne caractérise aucun niveau précis, mais elle se rattache très certainement au Miocène inférieur, et sans doute au Burdigalien. Le grain et la teinte des marnes sableuses où elle se rencontre, ainsi que son mode de fossilisation, rappellent les couches de Deya à petits Gastropodes et à Lucines.

Les calcaires fétides à plantes sont, eux, pétris de petits *Sphærium*.

La coupe de Es Cullet, moins intéressante au point de vue stratigraphique que les précédentes, est toutefois importante par le faciès qu'elle révèle et par la proximité d'une côte dont témoigne la présence des couches à plantes. Ces dernières sont indubitablement marines puisque pétries de *Sphærium*. Le faciès de Es Cullet est étroitement localisé ; dès le N. du Puig Mayor, on retrouve le

Miocène avec Clypeâstres et Amphistégines ; c'est ce même type marin qui s'observe au col de Moncarre, dont la coupe va montrer un autre type des mêmes terrains.

MIOCÈNE DE MONCARRE. — La route de Moncarre à Soler s'élève, du Predio au col de ce nom, en suivant la ligne selon laquelle la masse de Sa Comuna de Soler chevauche la Série I, qui lui est subordonnée.

Le chemin, lui-même, longe en général une bande de Trias de la base de l'écaille de Sa Comuna, immédiatement au pied des parois N. de cette montagne. Au Nord du chemin s'étendent des champs cultivés, limités par des roches calcaires, profondément ciselées par l'érosion en un âpre lapiez.

Par leur patine et leur absence de stratification apparente, ces roches ressemblent tout à fait aux calcaires massifs du Lias. Leur cassure les montre formées de fragments de calcaire clair saccharoïde réunis par un ciment paraissant identique à ces fragments.

Si l'on monte vers le col de Moncarre, on voit ces couches se charger parmi leurs débris bréchoïdes de fragments siliceux que l'érosion met en saillie, et qui truffent la roche en assez grand nombre. Puis apparaissent des *Lithothamnium*. Enfin, au col, où le percement de la route a fait attaquer cette roche à la mine, des cassures fraîches y montrent, sans aucun doute possible, des sections de *Clypeaster* et de *Scutella*, parmi les grains d'un calcaire détritique à très rares Amphistégines.

La coupe du Miocène est ici de haut en bas :

Marnes sableuses.

Calcaire détritique à *Clypeaster*.

Le tout repose sur des calcaires massifs du Lias et ne s'en laisse distinguer que par un très minutieux examen.

Si l'on suit cette bande de Miocène du col de Moncarre à Moncarre, puis à Bini, on observe que les calcaires se chargent d'éléments détritiques et deviennent une vraie brèche à éléments calcaires, truffée, encore ici, de fragments siliceux qui sont sans doute les débris des rognons de silex, ou simplement siliceux, si abondants dans les marno-calcaires du Lias supérieur.

Au bord du replat de Bini, les calcaires détritiques durs du Néogène, qui émergent sous le Trias et sont appliqués directement sur le Lias calcaire, ne peuvent se distinguer que par la présence de ces rognons de silex et par une teinte légèrement jaune. Nous reviendrons sur ce caractère qui est extrêmement important.

NÉOGÈNE D'ESTALLENCHS. — On suit facilement le long de la côte, jusqu'à Estallenchs, la bande des couches néogènes de Son Valenti.

Ces formations ont donc sensiblement le même âge à Estallenchs et, à défaut de fossiles, on peut les dater par continuité. La coupe que nous en donnons montre ici un aspect très différent de celui que nous venons de voir au Néogène de la région du Puig Mayor ; et le caractère particulier de ses assises va justifier l'hypothèse d'après laquelle nous avons admis que les conglomérats, grès et marnes tertiaires de la fenêtre de Puigpuñent représentaient non seulement l'équivalent, mais la continuation directe des assises burdigaliennes de S. Valenti et d'Estallenchs (fig. 68).

1° Ladinien. Calcaire à pistes bleu sombre, en lits minces.

2° Brèche formée d'éléments de calcaire à piste ladinien, à peine arrondis, et mal cimentés, 20 à 30 mètres.

3° Poudingues à éléments plus variés, 15 mètres. Dans les assises de poudingues et à leur base, lentilles de marnes gris-bleu (3 b).

4° Grès à patine rousse, se délitant en plaques et en grossières aiguilles irrégulières, type flysch, 20 mètres.

Ces grès sont en général stériles et on n'observe aucun Foraminifère dans leurs parties à grain fin et moyen. Mais il est des bancs, en général un peu mieux lités et à cassure moins irrégulière.

lière, où apparaissent, parmi des grains de quartz assez grossiers, des Bryozoaires, des Amphistégines et des Lépidocyclines. Ces lits à Foraminifères, associés à des amas de grès stériles « flyschoides », sont très caractéristiques du Néogène inférieur septentrional. Ce sont eux qui, très souvent, nous ont permis de déterminer le niveau stratigraphique de terrains douteux.

B. Néogène à faciès septentrional des Séries II et III. — Ce faciès ne se rencontre pas dans la partie médiane de la chaîne, hors de la série inférieure. Toutefois, vers San Telmo, nous avons rencontré des grès à Amphistégines dont le rattachement à la Série II paraît nécessaire. On a vu par ailleurs que les grès roux de S'Auquera et du Puig del Vent nous paraissaient être des formations de passage entre l'Oligocène et le Burdigalien.

A l'autre extrémité de la chaîne, les montagnes voisines du Puig Tomir comportent des grès et des marnes bleues absolument semblables à ceux de la Série I. Ici comme vers Andraitx, des complications tectoniques se superposent aux difficultés de la stratigraphie. Nous avons interprété les faits et admis que la Série II forme toute la région montagneuse comprise entre le Puig Ternellas et le cabo Formentor. Si cette interprétation se vérifie par la suite, les formations néogènes à faciès septentrional devront être considérées comme étendues à la partie N.E. de la Série II.

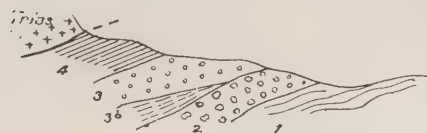


FIG. 68. — Coupe du Néogène à l'Ouest d'Estallénche.

D'ailleurs, nous allons montrer, en étudiant le Miocène de la plaine médiane de Majorque, que, précisément, vers Alcudia, les deux faciès qui, dans le reste de la chaîne sont séparés, se trouvent étroitement réunis et passent, sans doute, de l'un à l'autre.

C. Les assises les plus anciennes du Néogène septentrional. — Dans les diverses coupes que nous venons d'énumérer, les assises de base du Néogène se présentaient en discordance sur des terrains secondaires. Elles correspondaient à un épisode transgressif de la mer burdigalienne.

On peut se demander s'il existe des points où s'observe le passage des assises supérieures de l'Oligocène aux couches inférieures du Miocène — ou, en d'autres termes, des endroits où la mer était déjà arrivée à l'Oligocène et où la sédimentation s'est poursuivie sans interruption.

Les exemples des grès de Selva et des grès à *Clypeaster* du versant N. du Puig Santa Magdalena, que nous avons mentionnés en étudiant l'Oligocène, tendent à faire supposer que ce passage s'est réalisé dans cette partie de la chaîne.

Sans avoir pu observer une superposition probante, nous croyons pouvoir affirmer que ce passage s'est, en outre, effectué dans la région d'Andraitx, ou que la transgression s'est effectuée de telle sorte qu'il y a continuité stratigraphique et latérale entre des formations qui sont de l'Oligocène supérieur dans leur partie S.O. et du Miocène inférieur dans leurs éléments septentrionaux.

On sait (voir ch. IV) que les couches tertiaires de l'extrémité S.O. de la Série II appartiennent à l'Oligocène inférieur lacustre, puis au Stampien supérieur et, sans doute, à l'Aquitanién marin.

Ces dépôts sont partiellement conservés depuis le bassin de Calvia où nous avons établi leur coupe, jusqu'à la région de S'Arracó (P. Antio, Pas Vermell, P. Blanch). On les retrouve, de même, au versant N.O. de la Sierra de Garrafa et du P. Grua. Dans tous ces gisements, en dépit de l'état imparfait de nos connaissances sur la tectonique de cette région, les formations oligocènes paraissent appartenir à des éléments de la Série II. La Série I dans laquelle les seuls terrains tertiaires connus sont précisément les marnes, grès et poudingues burdigaliens que l'on peut suivre depuis S. Valenti jusqu'au torrent del Fabiolé et à Sa Trapa, s'observe sous d'importantes masses charriées, au N.O. de l'île, à 4 ou 5 kilomètres de la Sierra de Garrafa. La disparition par ennoyage du Trias de base de la Série II, vers El Racho, et tous les autres signes de l'enfoncement transversal des nappes à l'O. de Galilea semblent impliquer que cette série I, à Miocène franc, doit être profondément enfouie sous les terrains de la Sierra de Garrafa et du P. Grua.

Or, les couches à poudingue typique et à marnes roses du pied N.O. de la Sierra de Carrafa, interrompues par l'érosion, ont pour continuation à quelques centaines de mètres de là, au versant S. de Sa Coma Calenta, des conglomérats à faciès néogène, des grès à Amphistégines et à Lépidocyclines.

Les poudingues à cailloux noirs, les marnes roses du P. Grua font partie d'une petite imbrication qui chevauche légèrement, sans intercalation de sédiments triasiques, les dépôts tertiaires de la dépression de S'Auqueria (voir profils, pl. I). Ces dépôts sont des conglomérats du type miocène, des grès à Amphistégines et Lépidocyclines, des « marnes flyschoides », tous sédiments caractéristiques du Néogène inférieur, ou, tout au moins, couches de passage entre l'Oligocène et le Burdigalien. Ce Tertiaire de S'Auqueria est le même que celui qui est pincé en synclinal au N. du Puig del Vent, sur la couverture du P. Esclop (voir ch. IX). Or la couverture du P. Esclop appartient à la Série II qui, tout près de là, comporte, comme élément caractéristique, l'Oligocène, et nulle hypothèse tectonique ne nous paraît permettre de voir dans la présence de ce Néogène la conséquence d'une combinaison mécanique qui amènerait à cette place des éléments de la Série I.

Mais il y a plus.

Le massif du P. Antio est, en tout cas, formé dans sa plus grande partie par des conglomérats et marnes oligocènes. Ces conglomérats se poursuivent vers Andraitx, rétrécis par les plissements. On les retrouve, moins typiques, dans le ravin du torrent qui descend de S'Arracó vers la vallée du port d'Andraitx et les coupe transversalement. Mais ces couches passent aux marnes et grès à faciès miocène entre ce point et le pied S. du Puig Sa Font.

Là encore, il semble impossible d'interpréter les marnes et grès néogènes du vallon en $x = 6^{\circ} + 5.000$; $y = 43^{\circ}90' + 6.700$ comme étant une fenêtre de la nappe I. Elles paraissent, du reste, être en continuité avec les couches néogènes du moulin qui est en amont de Son Mas.

On est donc forcé de conclure que, dans la région S.O. de la chaîne, on trouve des couches qui se sont déposées pendant l'avancée transgressive de la mer, à la limite de l'Oligocène et du Miocène, et qui montrent en continuité latérale apparente des sédiments qui ne se sont pas formés à la même époque, les plus méridionaux étant les plus anciens, les plus septentrionaux les plus récents.

Ce serait un peu postérieurement à cette première phase transgressive que la mer néogène aurait gagné les régions, plus septentrionales encore, où elle a déposé les sédiments mieux caractérisés du Burdigalien de la Série I.

L'absence de sédiments néogènes francs à la partie supérieure de l'Oligocène de Santa Ponza ou de Calvia, ou encore de Sollerich, peut être attribuée soit au fait qu'ils ne se sont pas déposés, soit à leur abrasion. Mais cette dernière hypothèse ne saurait être admise, car il ne se serait pas passé le temps matériel nécessaire à un décapage total entre le moment de leur dépôt et celui des charriages.

Il est plus logique de supposer que, dans le temps où la mer burdigalienne envahissait la région comprise entre le N. de Majorque et la côte européenne, la zone précédemment occupée par la mer oligocène émergeait graduellement au S.E. de ce nouveau bassin. Ainsi cette région où l'Oligocène est le dernier terrain qui se soit déposé, surélevée par un mouvement qui semble bien correspondre à la première phase des phénomènes orogéniques définitifs, a fait refluer les eaux, d'une part, vers le N. [Chenal Nord-de-Majorque-Barcelone-Languedoc (Mar Balearico)]; d'autre part, vers le S. Ces deux bras de mer contemporains ont formé des sédiments de même âge, mais de faciès différents : ceux de notre type « septentrional » (Son Valenti, Deya) et ceux du type « méridional » (Bellver, Empalme).

L'existence d'une terre émergée sur l'emplacement d'origine de la Série II, au début du Burdigalien, est démontrée par l'existence des dépôts de lignites de Son Cotoner, de Son Serraltà et de Es Cullet. Nous aurons à discuter de son extension dans un paragraphe ultérieur. Mais il convient de noter, ici, que le fait que le faciès septentrional se trouve représenté dans la partie N.E. de la Série II et, surtout, dans la Série III aux abords de Alcudia, indique que cette terre émergée a dû être limitée dans cette direction, et ne se poursuivait probablement pas plus loin vers Minorque.

D. Les caractères lithologiques, les faciès et la répartition du Néogène septentrional.

— Les coupes stratigraphiques que nous avons données plus haut montrent que le Néogène revêt des types variés, depuis le conglomérat à très gros éléments jusqu'aux marnes bleues à pâte très fine. En ce qui concerne les sédiments que l'on peut examiner en coupes minces, nous croyons

utile de donner ici, avant de mentionner la répartition des faciès, un bref résumé des particularités lithologiques des roches de ce Miocène septentrional.

Le type moyen nous en est fourni par une série de préparations faites dans la succession des assises néogènes qui apparaissent, normalement superposées, dans l'affleurement de la fenêtre de Son Malferit, au S. d'Esporlas.

Les couches se succèdent de bas en haut :

1° Marne sableuse, dure, grise, à patine jaune. Le microscope y montre des *Globigérines* et des *Radiolaires* avec des spicules de *Spongiaires tetractinellides* (préparation 7).

2° Banc sableux plus dur.

Au microscope : Calcaire sableux à *Globigérines*, *Rosalina* et *Bryozoaires*, avec fragments de *Glauconie* (préparation 8).

3° Marnes sableuses.

4° Banc gréseux, dur, à *Amphistégines*.

Au microscope : La roche paraît être un calcaire gréseux à *Globigérines* avec *Amphistégines* et *Crinoïdes* (préparation 5).

5° Calcaire gréseux grossier.

Au microscope : Calcaire détritique avec *Globigérines*, *Radiolaires spirales* et abondants spicules de *Spongiaires* (préparation 6).

6° Calcaire gréseux (préparation 4).

Au microscope : Calcaire détritique à rares Foraminifères.

7° Grès.

Au microscope : Calcaire gréseux sans aucun reste organique visible (préparation 9).

A ces formations s'ajoutent, en divers points, des bancs de poudingues à gros éléments clairs. De l'étude sommaire de ces roches, on peut (avec M. J. DE LAPPARENT qui a bien voulu nous aider de ses conseils et de sa grande connaissance de la lithologie) retenir les observations suivantes :

Ces couches, toutes détritiques et sableuses, montrent un cas fort remarquable de l'association anormale des *Globigérines* aux sables et graviers.

Par contre, il est normal de trouver ici des *Rosalina*, car, alors qu'au Secondaire elles se rencontrent surtout dans des calcaires, elles sont souvent, au Tertiaire, mêlées aux faciès gréseux.

La présence des *Radiolaires* dans ces sédiments de mer peu profonde confirme les observations répétées de M. DE LAPPARENT, qui a trouvé ces Protozoaires dans toutes sortes de roches, et prouve, une fois de plus, qu'il faut cesser de voir dans la présence des *Radiolaires* la preuve d'une sédimentation de mer profonde.

Enfin, il est intéressant de noter que l'association *Globigérines-Rosalina-Bryozoaires-Glauconie*, qui est bien connue dans le Coralline-Crag anglais, indique une mer chaude.

Dans la grande majorité des coupes que nous avons pu examiner en profitant des aimables directives de M. J. DE LAPPARENT, nous avons observé des associations analogues.

Le Miocène du pied de Puntals montre des calcaires gréseux (préparation n° 10) avec *Globigérines*, *Amphistégines*, *Bryozoaires cheilostomes*, fragments de crinoïdes, débris de Lamelli-branches. Ce type est répandu aux environs de Son Llabrès, de Son Ria (préparations 12, 13, 14, 15). On le retrouve dans la fenêtre de Puigpuñent, où s'ajoutent (préparations 26 et 32) des *Radiolaires* et des spicules de *Spongiaires*.

Vers Deya, les sédiments plus détritiques comportent des débris de grès triasiques, de calcaire du Muschelkalk, d'Andésites, avec, dans la masse interstitielle, des cristaux de Quartz formés postérieurement. Selon les fragments, on y trouve des Foraminifères (préparation 39) ou absence complète d'organismes (préparations 36, 37, 38).

Dans les environs de Lluch, hormis les calcaires à *Lithothamnium* qui comportent les

mêmes associations de faune que nous venons de mentionner, le type moyen est celui d'un calcaire cristallin à peu près dépourvu de toute trace d'organismes.

Les coupes que nous avons données dans les paragraphes précédents résument les données stratigraphiques que nous possédons sur ce terrain. Mais si ces coupes donnent déjà une première idée des changements de faciès qui peuvent affecter ses dépôts, elles n'épuisent pas la variété de leurs aspects. On en verra la mention dans notre description régionale. Il convient ici d'insister sur l'extension des grès roux et des marnes gréseuses « flyschoides » dans la partie S.O. de la chaîne. Ce sont ces formations et les brèches qui les accompagnent qu'HERMITE avait très justement attribuées au Tertiaire, dans les fenêtres de la région d'Esporlas. Il rattachait les couches de Sa Granja à l'Eocène supérieur, tout en faisant des réserves sur cette attribution, basée sur le faciès et sur « des fragments de *Janira* et d'*Ostrea* indéterminables ». (Thèse, p. 230.)

Dans le Puig Claret apparaît le faciès bréchoïde saccharoïde, qui devient très général vers le N.E. de la Sierra, et en particulier vers Lluch où, localement, des lentilles de calcaires zoogènes à *Clypeaster* et des bancs de marnes bleues permettent d'établir l'âge de ces formations ambiguës ¹.

La plus grande partie, sinon toute la colline du chemin de Croix de Lluch, est formée de ces terrains passant aux conglomérats compacts du type de Moncarre; au début de la route de Pollensa ils se complètent de grès à Amphistégines qui disparaissent sous le Trias.

Vers le N.E., vers Mortitx et Ariant, le Miocène revêt de nouveau, en grande partie, son faciès gréseux.

C'est dans ce tronçon de la chaîne, à partir de Sa Mina du Puig Tomir, que l'on observe les marnes du Néogène franc faisant partie intégrante de la Série II. Nous avons été amené (voir ch. XIX) à considérer que toutes les montagnes comprises entre Ariant, Pollensa et le Cabo Formentor se rattachent à cette même Série II. Le Néogène s'y rencontre exclusivement.

On sait, du reste, que dans cette partie de la Sierra le Nummulitique paraît extrêmement réduit au profit du Miocène.

III. LE NÉOGÈNE DE LA PLAINE MÉDIANE ET DU REVERS MÉRIDIONAL DE LA SIERRA DE MAJORQUE

ENVIRONS DE PALMA. — HERMITE prit le type de ces terrains aux abords mêmes de Palma, dans la colline du château de Bellver et dans le ravin du torrent du Mal Pas. Mais depuis cette époque la ville s'est étendue largement dans ces parages, et il nous fut impossible de retrouver les gisements décrits, et surtout de vérifier utilement les superpositions indiquées par HERMITE.

Nous avons, par contre, observé en divers points les assises en question, notamment celles à *O. crassissima* LMK. qui sont les plus anciennes de ce gisement, puis celles à Cérithes, dans lesquelles nous n'avons pas recueilli le *Cerithium pictum* mentionné par Hermite, mais le *Pithocerithium turonicum* MAY. Quant aux calcaires à *Cardium edule*, il nous semble bien, pour autant qu'on peut les observer dans le contrefort couronné par la batterie de Bonanova, qu'ils doivent reposer en transgression et en discordance sur les autres couches. Nous n'avons toutefois vu aucun contact permettant une affirmation à cet égard.

Des calcaires qui représentent peut-être la suite de ces couches à *Cardium edule* affleurent vers le cimetière de Palma.

¹ Selon toutes apparences, ce n'est pas exclusivement de Néogène que sont formés les lapiez séparant le Puig Tomir du P. Roig. Ils furent longtemps tenus pour jurassiques, et L.-W. COLLET ainsi que H. PRAESENT en donnèrent des photographies en les rapportant au Secondaire, alors qu'à Lluch même ils sont bien miocènes. La vérité est que ces deux terrains sont rapprochés et par un contact étroit et par un mimétisme complet, dans leur patine et dans leur cassure, lorsque le Miocène revêt le type saccharoïde précisément fréquent dans ces parages. Il n'y a guère que les rognons de silex qui peuvent donner un indice en pareil cas. Cette superposition de calcaires de formations néogènes transgressives sur des calcaires plus anciens est un fait connu ailleurs. Les dépôts pliocènes de Calabre, par exemple, réalisent lorsqu'ils reposent sur des calcaires, un mimétisme très semblable, ainsi qu'il ressort des travaux de M. GIGNOUX. Ici, ce sera par continuité et en partant de lentilles à *Lithothamnium* et à Foraminifères, que l'on pourra déterminer l'âge des formations incertaines.

La comparaison de Cérithidés de la collection NOLAN avec ceux que nous avons personnellement recueillis dans la couche à Cérithes d'HERMITE nous fait supposer que ces Gastropodes, bien que non accompagnés d'étiquettes, doivent provenir des mêmes parages. Nous y avons identifié les formes suivantes :

Cerithium europæum MAY. var. *graciliornata* SACC.

Pithocerithium tunicum MAY. var. indet.

SANTA MARIA. — Le peu d'indices qu'apporte l'étude des abords de Bellver nous a fait rechercher ailleurs des coupes du Miocène de la plaine médiane. Bien que ces points se trouvent en dehors des limites de l'étude détaillée que nous avons entreprise, nous avons parcouru à cet effet les collines arides des environs de Santa Maria et de l'Empalme.

Aux abords mêmes de Santa Maria, le Miocène n'apparaît guère. Il est du reste peu épais, et c'est l'Oligocène lacustre exploité pour ses traces de lignite, qui apparaît au S.O. de la localité. Les collines qui se trouvent au S.E. et qui s'étendent sur plusieurs kilomètres montrent, par contre, une grande extension du Miocène. Ses dépôts, horizontaux vers San Marsal, s'inclinent au N.E.

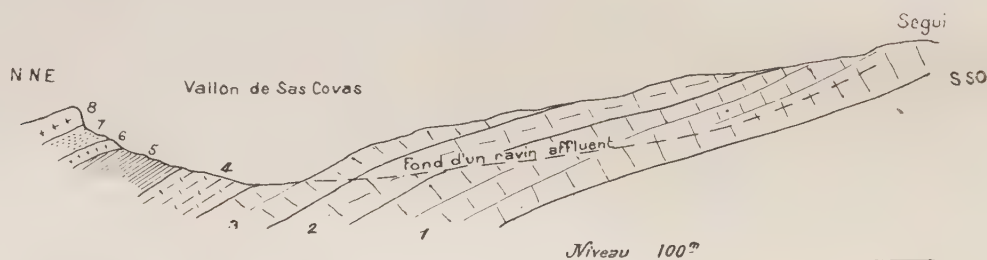


FIG. 69. — Coupe du Miocène de Sas Covas. (Ech. 1/7.000^e.)

vers Sas Covas et sont, au voisinage de ce hameau, entamés par un ravineau qui montre la coupe suivante (fig. 69) de bas en haut :

- 1° Mollasse calcaire blanche à grain moyen.
- 2° Mollasse calcaire grossière à moules de Gastropodes indéterminables.
- 3° Mollasse calcaire blanche, fine, à rares moules de fossiles.
- 4° Mollasse calcaire jaune à grain fin, dure. 10 mètres.
- 5° Mollasse calcaire jaune à *Amussium subpleuronectes* D'ORB.
sp. 12 —
- 6° Mollasse calcaire à tubulures ou empreintes de vers et *Ostraea*. 3 —
- 7° Mollasse calcaire jaune à *Chlamys Gentoni* FONT., *Clypeaster* sp. 6 —
- 8° Calcaire dur, vacuolaire.

Tout le ravin est entaillé dans les mêmes couches qui pendent de 30 degrés au N.E. Elles ont un faciès très caractéristique que nous allons retrouver dans la tranchée du chemin de fer de la station d'Empalme. Les *Pecten* que nous venons d'y mentionner suffisent pour dater ces formations et les classer dans l'Helvétien. Elles s'étendent assez loin vers le S.E. et leur pendage les fait passer sous le village de Santa Eugenia. Des taches de Mollasses jaunes analogues apparaissent dans les fossés de la route qui relie ce village à Santa Maria.

La petite ligne de crêtes, qui s'étend du Puig Segui aux collines de Sa Gabaneta, est aussi formée de Miocène ; mais ce terrain est constitué par des calcaires vacuolaires durs à stratification indistincte.

Au Nord de Portol, sur des Mollasses jaunes sans fossiles, on observe une assez grande épaisseur de poudingues, dont les éléments sont surtout constitués par des calcaires gris et le ciment par un agrégat de sables, fort analogue à celui des poudingues quaternaires. Aucun fossile ne permet de les dater, mais ils sont antérieurs à des mouvements de tassement ou de rupture, car on relève, dans les cailloux de ce conglomérat, des ruptures postérieures à leur réunion par le ciment qui les lie.

Notons enfin qu'il y aurait lieu de faire l'étude du monticule situé en $x = 7^{\circ}10 + 5.000$; $y = 44^{\circ} + 2.500$. Il montre en effet une apparente discordance entre les marnes qui forment sa masse et qui pendent légèrement, et une couche de Mollasse calcaire de 5 à 6 mètres d'épaisseur qui les recouvre et semble horizontale. Malgré de longues et minutieuses recherches, nous n'avons trouvé aucun fossile dans les marnes ni dans les couches qui leur sont superposées.

TRANCHÉE DE LA STATION DE L'EMPALME. — Les couches pendent franchement au N.O. et sont coupées de petites cassures légèrement inclinées, normales, à regard S.E. Leur succession de bas en haut est la suivante (fig. 70) :

- 1° Calcaire dur, noduleux, vacuolaire, à sections de grandes huîtres.
- 2° Calcaire fragmenté. 5 mètres.
- 3° Calcaire avec rares cailloux roulés, contenant des Gastropodes
et des Bivalves indéterminables. 0 m. 80
- 4° Marnes blanches à *Ostrea Gingensis* SCHL. 0 m. 50
- 5° Calcaires bréchoïdes 1 m. 20



FIG. 70. — Coupe du Miocène de l'Empalme. (Ech. des longueurs 1/15.000 environ.)

- 6° Marnes blanches à Bivalves indéterminables 1 mètre.
- 7° Calcaire dur à cailloux roulés et fragments de grandes huîtres. 5 —
- 8° Calcaire craquelé sans fossiles 12 mètres.
- 9° Fausse brèche marneuse 6 —
- 10° Brèches et calcaire bréchoïde 2 m. 50
- 11° Marnes sans fossiles 2 m. 50
- 12° Mollasse marno-sableuse jaune. 1 mètre.
- 13° Calcaire grumeleux 3 —
- 14° Mollasse sableuse jaune 5 —

Il n'y a pas de preuve que ces assises soient helvétiques, car la seule présence de *Ostrea Gingensis* ne suffit naturellement pas à les dater, toutefois la grande analogie de leur faciès avec celui des abords de Santa Maria, nous porte à croire que nous sommes ici en présence de dépôts helvétiques.

ROUTE D'INCA A LLUBI. — En $x = 17^{\circ}30 + 6.800$; $y = 44^{\circ}10 + 2.100$, la route passe par une petite tranchée où nous avons relevé la succession des couches suivantes de bas en haut (fig. 71) :

- 1° Fausse brèche anguleuse blanche.
- 2° Marnes sableuses gris-jaune. 2 mètres.
- 3° Marnes grises rognonneuses 0 m. 80
- 4° Marnes grises à *Trochus patulus* BROCC. 2 mètres.
- 5° Calcaires marneux. 0 m. 30
- 6° Marnes jaunes à nodules blancs, à *Pithocerithium* 2 mètres.
- 7° Brèche et conglomérats meubles à cailloux roulés.

La couche 4 contient uniquement *Trochus patulus* BROCC.

La couche 6 nous a par contre fourni la faune tortonienne suivante :

Pithocerithium rubiginosum EICHW. var *percingu-*
lellata SACC.
Pithocerithium dertocostatum SACC.
Pithocerithium tunicum MAY. var.

Pithocerithium gr. de *P. doliolum* BR.
Pithocerithium torobronnoïdes SACC.
Oliva sp.

Non loin de l'endroit où la route coupe la voie ferrée de Empalme à Llubi, nous avons recueilli dans des couches mollassiques jaunes :

Pecten Fuchsi.

Chlamys Gentoni FONT.

* *Anomalocardia diluvii* LMK.

Enfin, au kilomètre 3,8 de la ligne de Empalme à la Puebla, des mollasses sableuses désagrégées nous ont fourni : *Flabellipecten fraterculus* Sow. sp., *Am. subpleuronectes* D'ORBIGNY sp.

La faune de *Pecten* paraît appartenir à un niveau helvétien. Les *Pithocerithium* seraient tortoniens. La grande extension des dépôts superficiels dans cette région interdit toute hypothèse quant aux rapports de ces deux niveaux. Il est de même encore impossible d'établir le rôle des formations très voisines du reste, de Muro, par rapport aux couches de la route de Llubi.

Si l'on s'en tient à l'observation de HOERNES, qui nous paraît d'ailleurs exacte, d'après laquelle le niveau à Cérithes de Bellver se trouve sous des couches vindoboniennes, on est amené à se demander si les couches à *Pithocerithium* de la route de Llubi ne représentent pas plutôt un épisode légèrement saumâtre, antérieur au Vindobonien supérieur, qu'un niveau tortonien stratigraphiquement défini.

Qu'on puisse les classer dans le Vindobonien ou avec plus de précision dans le Tortonien, ces couches ont en tout cas le grand intérêt d'être fortement inclinées, ce qui rend douteux le fait qu'elles se soient déposées après la phase orogénique principale, les mouvements qui font suite aux phénomènes tectoniques importants étant plutôt des tassements et des mouvements épirogéniques que des plissements caractérisés.

CALCAIRES DU MURO. — Après HERMITE, BOFILL et HOERNES, M. GOMEZ LLUECA a repris l'étude de ces couches, mais sans découvrir plus que ses devanciers de fossile propre à les dater exactement [38]. Nous n'y avons pour notre part fait aucune découverte nouvelle, et nous bornons à résumer d'après notre confrère l'état actuel de la question.

Le Miocène comporte ici deux niveaux. Le plus ancien est formé de 3-4 mètres d'une roche assez dure, claire, légèrement réfractaire, presque sans fossiles. Le supérieur comporte une douzaine de mètres d'une mollasse calcaire formée d'innombrables moules de Gastropodes et de Bivalves, avec de nombreuses dents de Squales, de Daurades, etc.

Cette faune énumérée en détail par M. GOMEZ LLUECA ne comporte pas de fossiles qui permettent d'en affirmer l'âge helvétien [38], mais il est fort probable qu'elle date de cet étage.

Les mollasses calcaires du type de celles de Muro existent en plusieurs points de l'île, et en particulier dans la région de Manacor, puis vers Santañy. On les voit affleurer entre ces deux localités, et elles conservent dans l'ensemble le même faciès. Vers Santañy, HERMITE y a signalé *Pecten præscabriusculus* FONT., ce qui tendrait à faire croire que le faciès de Muro envahit le Miocène inférieur dans cette partie de l'île. Il est d'autant plus étrange de retrouver dans le massif de Randa des marnes bleues, et des calcaires zoogènes revêtant un aspect très analogue au type septentrional. Ces couches, déjà signalées par HERMITE qui n'y avait pas trouvé de fossile, nous ont fourni *Pecten convexior* ALM. et BOF. et *Cidaris avenionensis*. Elles sont probablement burdigaliennes. Les calcaires qui surmontent les marnes sont, comme ces dernières, horizontaux, et transgressifs sur le Nummulitique et le Jurassique moyen.

RÉGION D'ARTÀ. — Enfin, entre Manacor et Artà, non loin de la station de San Lorenzo, une profonde tranchée dans laquelle passe la voie ferrée montre, en contact avec du Trias, une masse de marnes bleues très semblables à celles du Néogène de la Série I. M. DARDER a observé ces couches et a découvert vers Can Juan Freu Foch un affleurement qui montrerait « les marnes aquitano-burdigaliennes » recouvertes en discordance par un Vindobonien à *O. crassissima* transgressif [21].

Enfin, pour notre part, nous avons observé, à La Aval, des calcaires à moules de *Pithocerithium* cf. *turonicum* MAY., *Pirenella bidisjuncta* SACC., *Cardium* sp., *Ostrea* sp. qui font partie d'un vaste bombement à très grand rayon de courbure paraissant orienté transversalement par rapport aux accidents de la chaîne septentrionale.

La note préliminaire de M. DARDER ne comporte ni coupe ni carte, en sorte que nous ne savons pas au juste comment les formations miocènes interviennent dans les éléments qu'il appelle contre-charriés.

Le peu que nous avons pu observer personnellement dans ce massif d'Artá fait prévoir que c'est là que l'on trouvera la preuve de l'âge des dislocations de Majorque. Le fait que le Miocène n'est pas compris dans les principaux accidents de ces montagnes, le caractère relativement profond dont témoignent les marnes bleues de San Lorenzo mis en corrélation avec les anomalies de faciès que nous venons de mentionner dans la colline de Randa, toutes ces contradictions montrent que nos connaissances en matière de stratigraphie du Miocène sont encore incomplètes dans ces régions et que la clef manque pour interpréter ce problème.

IV. LE NÉOGÈNE DE L'ILE D'IBIZA

Il semble que, comme à Majorque, le Miocène inférieur se présente ici sous deux faciès différents : l'un, que nous avons personnellement observé dans les écaïlles de l'île, ressemble beaucoup à notre type « septentrional » de Majorque ; l'autre, d'après NOLAN, se rencontre dans la petite île de Formentera, et revêt les mêmes aspects que dans la plaine médiane de Majorque. Nous n'avons pas eu le temps de vérifier ces analogies, et les retiendrons sous bénéfice d'inventaire. Indépendamment de ces terrains, existent, à Portinatx, des couches que nous rapportons au Tortonien.



FIG. 71. — Coupe du Tortonien de la route de Llubi.

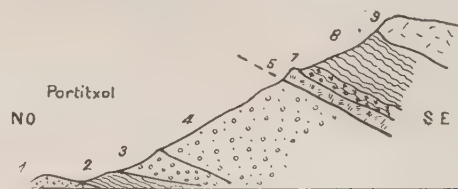


FIG. 72. — Coupe du Néogène de Portitxol (Ibiza). (Ech. 1/10.000°.)

a) **Le Miocène inférieur.** — Le Miocène à faciès septentrional apparaît dans les deux séries inférieures d'Ibiza. Il est principalement formé de grès à Amphistégines et de calcaires ressemblant par leur caractère zoogène au calcaire urgonien. Toutefois, vers S. Agostin, on y voit des sections de *Clypeaster* et au S. E. de la Serra Mallol nous y avons trouvé des Amphistégines et des Lépidocyclus, en sorte qu'aucun doute n'est plus possible quant à la présence de ce niveau. L'âge exact de ces formations n'est par contre pas encore précisé, car nous n'en avons pu extraire aucun fossile déterminable spécifiquement.

La meilleure coupe du Tertiaire d'Ibiza est donnée par le versant qui domine Cala Portitxol. On y relève la succession suivante de bas en haut (fig. 72) :

- 1° Urgonien.
- 2° Couche à Orbitolines.
- 3° Poudingues à gros éléments.
- 4° Marnes et grès.
- 5° Marnes bariolées du Trias.
- 6° Dolomie triasique.
- 7° Jurassique supérieur et Néocomien inférieur.
- 8° Urgonien.

Le poudingue est formé de très gros fragments de roche qui sont en majorité urgoniens. Les marnes et les grès forment presque tout le versant de la montagne. Vers la limite E. de leur affleurement, à La Chemenea, à 1 kilomètre de Portitxol, nous y avons trouvé des *Clypeaster* d'assez grande taille, d'extraction impossible. Les marnes et les grès présentent exactement le faciès des dépôts de Deya à Majorque. Cette analogie jointe à la présence des *Clypeaster* nous porte à considérer le Tertiaire de Portitxol comme d'âge néogène. La puissance totale de ce terrain atteint ici environ 150 à 200 mètres.

Outre cet affleurement, médian par rapport à l'île, et ceux de l'Atalayasa et de San Agostin, nous en connaissons, dans le soubassement, tectoniquement complexe, du Puig Recó, dans les parois du versant N. de Sas Rocas, où il repose sur la masse urgonienne de Cala Moli et Cala Badella.

Le poudingue néogène, reposant sur le Trias et l'Urgonien, sertit le massif du Pez et celui du Sirer, supportant une série secondaire plus ou moins complète.

Dans le flanc N.-N.O. du Pez existent des grès à Amphistégines intercalés entre les bancs de poudingues. De même il y a, vers le sommet du P. Reco, des grès à Lépidocyclines analogues à ceux, si typiques, du Miocène de Majorque.

Près de S. Carlos, au Cap Roig, à la Cala Mastella les grès et poudingues, dont on a vu (fig. 25) la disposition sous des assises du Trias, contiennent aussi des Amphistégines et des Clypeâstres. Des Amphistégines se trouvent également contre le flanc S.E. de l'Atalayasa de S. Carlos.

Ainsi tous les éléments tertiaires d'Ibiza, du S. au N. et de l'E. à l'O., sont miocènes ou oligo-miocènes. Le Nummulitique est absent.

Une exception douteuse : à l'O. de Cala Salada près de S'Antonio, nous avons cru voir, dans la pâte des poudingues qui sont à la base des grès stériles si bien lités formant la falaise, des Nummulites du groupe de *N. intermedius*. N'ayant pu en extraire, nous ne savons pas si ce ne sont pas simplement des Amphistégines.

COMPOSITION LITHOLOGIQUE DU NÉOGÈNE INFÉRIEUR. — Les marnes ressemblent à celles du Néogène de la Sierra de Majorque. Quant aux poudingues, la taille et la nature des éléments en sont très variables. Partout on y note du Néocomien lithographique, du Trias dolomitique, du calcaire urgonien.

Dans l'Atalayasa les éléments sont gros comme le poing ou comme la tête et assez bien roulés. Dans le massif du Sirer ils sont plus grossiers et plus anguleux. Dès le liséré qui borde le pied du Pez ils apparaissent bien arrondis, mais de nouveau bréchoïdes et gros, au col du chemin direct d'Ibiza à S. Antonio.

Le poudingue à très gros blocs se rencontre surtout au Nord de la Sierra de Fornous et dans le P. 195 en amont de la Cala de S. Miguel ; là, les blocs de Trias ou d'Urgonien dépassent un mètre cube.

Le poudingue de la Sierra Furnas et celui des abords de San Carlos sont à plus petits éléments.

Au col de S. José, nous avons trouvé dans le poudingue un morceau de granit fort semblable à celui que l'on rencontre dans les galets de la plage actuelle, près d'Ibiza.

Au N.E. du col du chemin direct de S. Antonio à Ibiza, un sentier qui se dirige vers Beniferri coupe des grès à plantes qui semblent en lentille dans le poudingue miocène.

Leur présence, ici, est à mettre en relation avec l'absence de dépôts nummulitiques, et avec l'émersion que nous avons mentionnée dans la Sierra de Majorque au Burdigalien.

b) Le Vindobonien de Portinatx. — Au N. d'Ibiza, on observe le long de la côte, entre l'Isla Caldès et la Cala Serra, un calcaire clair qui apparaît sous un manteau de marès et dont les rapports avec les autres terrains sont encore incertains. Presque horizontal, formé de couches bien litées, fortement attaquées par la corrosion des eaux marines, il montre à l'îlot de Portinatx la succession suivante de bas en haut (fig. 73).

1° Calcaire cristallin clair à tubulures.	15 mètres.
2° Couche à <i>Ostrea</i>	0 m. 50.
3° Calcaire à <i>Pithocerithium</i>	0 m. 50.
4° Calcaire sans <i>Pithocerithium</i>	1 mètre.
5° Calcaire à <i>Arca</i>	0 m. 50.
6° Enduit rougeâtre sans fossiles, concordant.	1 m. 20.

Le marès ravine ces dépôts dont l'épaisseur totale varie entre 18 et 20 mètres.

La couche 3 nous a fourni :

Pithocerithium tunicum MAY.

Pithocerithium cf. *rubiginosum* EICHW.

Pithocerithium doliolum BR. var. *granulosissima* SACC.

Cerithium europæum MAY. (= *C. minutum* HOERNES, pl. XLI, fig. 9).

Cerithium Zeuschneri PUSH.

Pirenella bidisjuncta SACC.

Nassa inæqualis BELL.

Buccinum mutabile.

Chlamys sp.

Le niveau 4 ne comporte que des moules de petits Gastropodes.

Le banc 5 contient *Arca clathrata* DEFR.

Tous ces niveaux contiennent en outre de très abondants polypiers.

Cette faune indique un niveau tortonien qui serait très bien caractérisé. Mais l'expérience des couches similaires de Majorque doit nous faire souvenir que ce peut n'être là qu'un faciès de dessalure d'un autre niveau. Le grand intérêt qui s'attacherait à cette faunule est qu'elle permettrait, peut-être, de fixer la date des charriages de cette chaîne. C'est dans ce but que nous avons suivi attentivement les affleurements de ces couches dans l'espoir de les voir reposer en discordance sur quelque dislocation. Malheureusement, la couverture de marès qui est plaquée contre toute cette partie de la côte ne permet de voir le substratum du « Tortonien » qu'en un point, dans le fond de la Cala de la grotte du Cabo Blanco, en face et à l'O. de la Punta Charraco. Dans cette crique, le Miocène semble reposer sur des dolomies du Trias, et être, en même temps, en contre-bas d'une partie de la masse de ces mêmes assises triasiques. Il serait donc ici transgressif, et ravinerait le Trias. Il est bien certain que ce mode de gisement ne suffit pas à dater les mouvements de la période miocène. Toutefois, le « Tortonien » étant à peine bombé, sub-horizontal, alors que, dans le voisinage, les sédiments plus anciens sont très disloqués, ainsi qu'on peut le voir planche IX et figure 56, on peut admettre que les plissements se sont produits avant le dépôt de ces couches dans l'île d'Ibiza, et par extension dans tout l'archipel. La détermination exacte de l'âge de cette faune présente donc une grande importance.

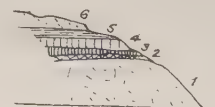


FIG. 73.
Coupe du Tortonien (?)
de Portinatx (Ibiza).

V. LE MIOCÈNE DE L'ÎLE DE MINORQUE

Nous n'avons pu étudier personnellement le Néogène de cette île, — bien que cette étude soit parmi les plus importantes pour la vérification de nos conclusions, — et nous bornons à résumer très brièvement les observations d'HERMITE, NOLAN et HOERNES à ce sujet [44, 47, 48, 66].

Le Néogène forme une large surface de vallons et de garrigues qui s'étend d'un bout à l'autre de l'île, au S.O. d'une ligne droite unissant Mahon au Cap de la Sella.

Ses couches sont très peu plissées, à peine bombées en général, mais coupées de petites cassures à faible rejet.

HERMITE y reconnut la présence du Burdigalien caractérisé par *Chlamys præscabriusculus* FONT., mais n'y signala pas de niveau supérieur à cet étage.

HOERNES observa à la station préhistorique de Calas Covas la présence de *Chlamys latissimus* BROCC. et conclut que, comme à Majorque, le Vindobonien ou au moins l'Helvétien doit faire suite au Burdigalien.

Ses observations, quoique limitées, confirment dans une certaine mesure les dires d'HERMITE qui insiste (thèse, p. 254) sur le fait que « les couches (du Miocène)... sont généralement horizontales ». HOERNES écrit notamment : « ... sind allerdings auf Mallorca die tertiäre Ablagerungen in ziemlich hohem Grade gestört, aufgerichtet und gefaltet, was auf Menorca in viel geringerem Masse der Fall zu sein scheint ». Les couches tendres dans lesquelles ont été creusées les habitations préhistoriques de Calas Covas ont subi des cassures verticales de très faible rejet.

Ces constatations peuvent être rapprochées de celles de NOLAN d'après lesquelles les plis qu'il a observés dans les terrains anté-tertiaires de Minorque ne se continuent pas dans la masse

miocène. Les accidents tectoniques principaux de cette île seraient antéburdigaliens; seuls des phénomènes de tassement peu importants auraient provoqué des failles dans le Miocène selon l'orientation des accidents anciens.

VI. PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS DE NÉOGÈNE SUR LE POURTOUR DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

On sait depuis les travaux d'ALMERA, HOERNES, etc., que le Miocène existe en Catalogne et qu'il y est représenté par le Burdigalien transgressif supportant le Vindobonien, transgressif à son tour en plusieurs points.

Le Burdigalien est formé de conglomérats souvent assez épais, puis de calcaires avec intercalations de couches plus sableuses où abondent des fossiles caractéristiques tels que *Chlamys præscabriusculus* FONT., fossiles auxquels s'ajoutent des formes plus récentes comme *Chlamys latissimus* Brocc. par exemple.

L'Helvétien est constitué par des couches marno-sableuses à *Chlamys Gentoni* FONT., *Amussium subpleuronectes* D'ORB. sp., etc., auxquelles font suite des marnes bleues, puis, au Tortonien, des sables fins et des argiles jaunâtres.

Cette succession, relevée dans la bordure orientale du bassin de Panadès se complète vers le haut dans la coupe du Montjuich, où ALMERA a montré, sur l'Helvétien, un Tortonien peuplé de la faune classique de Cabrières d'Aigues. Enfin M. DEPÉRET a établi que, vers San Pau d'Ordal, le Tortonien admet un faciès littoral, avec intercalations d'épisodes sarmatiques.

Le Pontien est franchement continental.

Nous donnons, figures 74 et 75, deux coupes du Miocène relevées par nous dans les montagnes situées entre le Bassin de Panadès et la mer. Leur seul intérêt est de montrer le Néogène reposant en discordance



FIG. 74. — Coupe du Miocène de Villa de Llops
(Prov. de Barcelone).

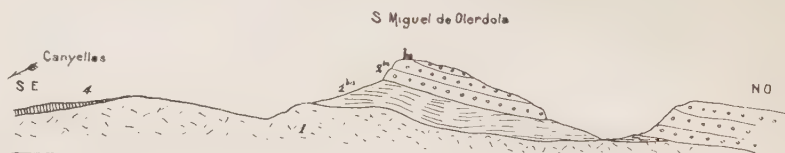


FIG. 75. — Coupe du Miocène d. S. Miguel de Olerdola (Prov. de Barcelone).
(Ech. 1/20.000^e.)

sur le Crétacé plissé, plissé lui-même par des mouvements peu importants, mais qui ne s'en placent pas moins après le Burdigalien. Les couches intéressées par ces deux coupes sont de bas en haut les suivantes :

- 1° Calcaires massifs noirâtres durs (Urgonien pour ALMERA).
- 1° bis Marno-calcaires crétacés.
- 2° Couches à *C. præscabriusculus* FONT.
- 2° bis Miocène à *O. crassissima*, *O. Gingensis*.
- 3° Calcaires zoogènes.
- 4° Calcaires à *O. crassissima* (Tortonien?)

Sous la rubrique d'ensemble M⁵, ALMERA réunissait ces dernières couches pour en faire du Sarmatien d'après la teinte de sa carte. Il est plus probable qu'elles représentent le Tortonien en ce point, ainsi qu'il ressort de leur comparaison avec les descriptions de ce terrain.

Notre figure 75 les montre à la vérité sans rapports directs avec les couches burdigaliennes à *Chlamys præscabriusculus* FONT. var. *iberica* KIL. de San Miguel d'Olerdola; mais leur position permet de supposer que les mouvements se sont effectués dans cette région entre le Burdigalien et le Tortonien.

Dans les environs de Valence de récentes observations, faites en compagnie de M. GIGNOUX, nous ont permis de rectifier en partie l'attribution erronée de vastes affleurements au Pliocène. La coupe schématique du Miocène de cette région paraît être la suivante :

- 1° Couches à *Clypeaster* de Torrente (Burdigalien).
- 2° Helvétien à *Ostrea crassissima* LMK. de Mas Miñerola. C'est à l'Helvétien que nous rattachons temporairement les gypses de cet affleurement.
- 3° Tortonien de Valencia la Vella¹.

Le Sahélien ne semble pas exister ici.

Le golfe miocène ne devait pas très profondément pénétrer dans l'intérieur des terres, car le gisement de Mammifères étudié par MM. DUPUY DE LOME et FERNANDEZ DE CALEYA au rincón de Ademúz correspond au niveau de San Isidro et se place par conséquent au Tortonien [112].

Il est difficile de donner une idée tant soit peu précise du Néogène de la région bétique et subbétique. On manque encore de renseignements détaillés; par contre, des auteurs ont voulu y aborder des questions de synthèse tectonique de grand style, dont les grands traits sont peut-être approchés de la réalité, mais dont beaucoup de points demandent à être vérifiés. Sans du tout prendre parti dans le détail des conclusions qu'il en tire, nous résumons ici les dernières notes que M. GENTIL a publiées à ce sujet [127].

Les formations néogènes constituent une large bande de dépôts appuyés au bord méridional de la Meseta et dont la limite S.E. passe dans les montagnes de l'Andalousie, en restant toujours à l'extérieur du massif cristallin dont la Sierra Nevada forme l'élément principal. Dès 1885, MM. KILIAN et BERTRAND avaient démontré que cette bande de terrains miocènes devait s'être déposée dans un bras de mer qui, contournant par le N. le massif cristallin, reliait la région océanique à la mer Méditerranée. Ils avaient dénommé ce bras de mer Détroit Nord-Bétique.

M. GENTIL avait à son tour étudié au Maroc une zone de dépôts tertiaires jouant exactement le même rôle par rapport au massif cristallin du Rif qui s'élève en bordure de la mer, entre Ceuta et Melilla. Dans ses premiers travaux, il admettait que ce second détroit, qu'il dénommait Sud-Rifain, avait dû commencer à fonctionner lors de la fermeture du détroit Nord-Bétique et que ces deux chenaux avaient eu des phases d'activité alternées.

Ses derniers résultats nous montrent au contraire une analogie étroite entre leurs dépôts et leurs particularités. Il a dû s'élever une terre correspondant à l'ensemble des massifs Bétique et Rifain, terre qui fut entourée dès le Burdigalien par les détroits Nord-Bétique et Sud-Rifain. En effet, dans l'un et l'autre, le Burdigalien est constitué par les mêmes sédiments détritiques, avec conglomérats de base marquant le début de la transgression miocène. Cet étage supporte en concordance un Helvétien formé de part et d'autre de marnes bleues à Foraminifères, concordantes sur les couches à *Pecten præscabriusculus* FONT. Vers le haut de ces marnes apparaissent des intercalations de grès; puis, au Tortonien, des formations détritiques d'une importance considérable se montrent discordantes sur le Burdigalien et l'Helvétien plissés. Ce sont elles qui constituent les conglomérats appelés par DRASCHE « Blockformation » dans les montagnes de l'Andalousie et dont MM. BERTRAND et KILIAN avaient minutieusement établi, dès 1885, l'âge exact.

Pour M. GENTIL, ces « dépôts détritiques présagent l'avènement d'une période d'émersion et marquent le maximum de transgression de la mer miocène ».

Enfin, des dépôts saumâtres avec gypse recouvrent le Vindobonien à *O. crassissima*. Le Pontien se termine par des calcaires lacustres dans le bassin de Grenade et dans le détroit Sud-Rifain. M. GENTIL admet donc une identité complète entre les deux détroits, qui commencent à fonctionner au Burdigalien, et qui cessent lors du retrait de la mer sahélienne. Il place les phénomènes de charriage qui ont donné naissance aux montagnes subbétiques et à celles, symétriques, du R'arb marocain entre l'Helvétien et le Tortonien.

La forte transgression du Burdigalien s'est fait sentir sur toute l'Afrique du Nord depuis le Maroc jusqu'à la Tunisie. Mais elle ne s'est pas étendue au S. de Tiaret et paraît avoir respecté un massif important situé entre le Djebel Hodna et la région de Philippeville.

L'histoire des formations miocènes d'Italie sort des limites de ce schématique aperçu, mais il convient de noter que la mer burdigalienne paraît avoir été rejetée entre la péninsule et le massif corso-sarde, car ce ne sont que les bords E. de la Corse qui montrent les dépôts miocènes reposant en concordance et en

¹ Voir, au sujet du Tortonien de Valencia-la-Vella, M. GIGNOUX, Sur la présence du Tortonien à Valence (Espagne) (*C. R. Ac. Sc.*, t. 174, p. 562, 1922).

continuité sur ceux de l'Oligocène, alors que la côte italienne elle-même ne porte que quelques lambeaux transgressifs de Burdigalien dans la région de Rome et dans la Calabre. La transgression s'est fait sentir sur la Sardaigne plus qu'en Corse, et un large chenal paraît avoir occupé toute la partie Ouest de cette île, de Cagliari à Sassari. Il n'est même pas impossible que la mer ait eu une extension plus grande, et l'on ne peut savoir si les massifs de l'Iglesiente et de la Nurra de Sassari apparaissent comme les promontoires extrêmes de la terre minorco-corso-sarde qui aurait encore partiellement subsisté au cours des temps miocènes, ou s'ils ne représentent que des îlots isolés.

L'extension des dépôts burdigaliens dans la région de Nice, dans la vallée du Rhône, dans le golfe de Montpellier, leur grande analogie et leur relation par la région de Montpellier-Narbonne avec ceux de Catalogne et de Majorque prouvent l'établissement d'une communication directe entre la mer burdigalienne du S.E. de l'Espagne et celle de la Provence et du Languedoc.

VII. HYPOTHÈSES RELATIVES A LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU MIOCÈNE DANS LE BASSIN DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

Des faits qui viennent d'être résumés brièvement, on peut déduire quelques hypothèses quant aux déplacements des mers dont nous avons suivi les modifications au cours des chapitres précédents.

A la mer oligocène qui occupait une zone assez étroite entre la terre bétique et le bassin du Guadalquivir se substitue un large chenal burdigalien où la sédimentation concorde avec les dépôts oligocènes, mais dépasse largement leur extension. Le grand golfe éphémère de Tolède s'est par contre vidé. En Afrique, au S. du massif Bético-Rifain, le détroit Sud-Rifain fonctionne dans les mêmes conditions que le détroit Nord-Bétique, et hormis les massifs côtiers et ceux de l'Ouarsenis, plissés lors des mouvements pyrénéens, ainsi que le massif compris entre les villes de Bône et Philippeville, la haute mer s'étend sur la zone du Tell et sur la plus grande partie de la Tunisie, remontant par la mer Tyrrhénienne vers la Corse et le pourtour des Alpes. A part les variations que lui fait subir l'ampleur de la transgression burdigalienne, ce tracé de la mer correspond, dans ses grandes lignes, à celui que nous a révélé l'étude des formations oligocènes. Mais un fait de la plus haute importance se place ici. C'est l'effondrement au moins partiel de la terre qui unissait depuis la fin des temps crétacés le Nord de l'Espagne, le Nord des Baléares, la partie cristalline de la Corse et de la Sardaigne, aux régions émergées du Languedoc et de la Provence.

Ainsi que M. DEPÉRET et nous l'avons dit dans une note publiée en 1921 [22], l'attaque de cette grande terre a commencé au Stampien supérieur par la transgression de la mer à *Nummulites intermedius* sur les dépôts lacustres de l'Oligocène inférieur de Majorque. Mais c'est seulement au début du Miocène que ce continent s'effondre en laissant quelques lambeaux accrochés à la côte européenne.

La majeure partie de Majorque est submergée; un haut fond jalonné par une série d'îles, dont l'existence est révélée par les couches à plantes ou à lignites de l'île d'Ibiza, puis de Majorque (Puigpuñent et Es Cullet), en même temps que par l'absence de sédiments miocènes dans certaines parties de la Sierra de Majorque, semble s'être allongé, dès ce moment, selon le tracé futur de cette zone de dislocations. L'existence de cette barrière est suffisante pour rendre compte de la différence de sédimentation que l'on observe entre les dépôts miocènes de la Série I de Majorque et de la plaine médiane. Si les dires de NOLAN se vérifient, la même explication sera valable pour les formations miocènes analogues à celles de Bellver qu'il a signalées dans l'île de Formentera. Le mélange de ces faciès différents, dans la région d'Alcudia, peut s'expliquer par le fait que ce seuil a dû soit se terminer en ce point, soit s'y trouver interrompu.

M. DARDER a montré que dans certaines parties des montagnes d'Artá le Miocène est absent; nous venons de voir que, vers Randa, le Burdigalien revêt un faciès assez semblable à celui de la

côte N. Il est probable que ces différences de détail trouveront leur explication dans le fait que, toute cette île appartenant à la zone des plissements vindoboniens, l'existence d'îlots, la surélévation de certaines parties du fond de la mer, y ont créé, durant le Néogène inférieur, des conditions de sédimentation très variables suivant les moments et les endroits considérés.

N'ayant pu visiter les formations miocènes de Minorque, il nous est plus difficile d'émettre des hypothèses quant aux relations de ce bassin avec le reste de la mer burdigalienne ou helvétique. Il est de même très difficile de définir les limites de l'effondrement de la terre minorco-corso-sarde. Il se peut — si la partie cristalline de la Corse et les petits massifs de la Nurra de Sassari et de l'Iglesiente, en Sardaigne, sont demeurés émergés — que leur liaison à la partie N.E. de Minorque ait persisté en dépit de la transgression miocène. Toutefois, il serait vraisemblable que l'effondrement à d'aussi grandes profondeurs d'un massif de cette étendue ait coïncidé avec les phénomènes les plus importants de la période néogène, et nous pensons que le début de cet effondrement, dans la partie de la Méditerranée qui est actuellement comprise entre la Provence, les Baléares et la Corse et qui est, de ce fait, soustraite à nos observations, dut avoir lieu à peu près en même temps que le début de l'invasion par la mer, de la partie de cette même terre qui était comprise entre les Baléares, la Catalogne et le pourtour du golfe du Lion.

Dès le Vindobonien supérieur, on constate dans les îles de Majorque et d'Ibiza une tendance à la dessalure des eaux; et la coupe de Portinatx que nous avons donnée semble même indiquer que la discordance provoquée par les phénomènes orogéniques se place à la base du Tortonien. M. GENTIL admet que ce sous-étage porte la marque du maximum d'extension de la mer dans l'Andalousie et l'Afrique du Nord. Nous discuterons les conclusions qu'il tire de ce fait dans le chapitre que nous consacrons aux problèmes orogéniques, mais nous insistons ici sur le caractère régressif de la mer tortonienne dans les îles de Majorque et d'Ibiza, comme sur la constatation de HOERNES qui mentionne, à Minorque, l'existence de couches postérieures au Burdigalien, mais qui ne paraît pas y envisager la présence du Tortonien.

Les Baléares ne comportent pas à notre connaissance de niveaux marins postérieurs à ce dernier étage, hormis les couches à *Cardium* de Manacor signalées par HERMITE. Aussi bien les auteurs sont-ils d'accord pour voir dans le Pontien une phase régressive dans la généralité des cas. À part les dépôts peut-être sahéliens que nous décrirons avec M. GIGNOUX au S. d'Alicante, aucune formation marine de cet âge n'est connue sur la côte méridionale de l'Espagne. Il faut attendre les temps pliocènes pour observer une nouvelle invasion marine, d'ailleurs réduite, et dont les traces certaines manquent encore dans tout l'archipel Baléaire.

CHAPITRE VI

PLIOCÈNE ET QUATERNAIRE

I. Historique. — Répartition.

II. *Les dépôts pliocènes et quaternaires de l'île de Majorque.* A. Sierra principale; B. Le marès du reste de l'île de Majorque; C. Les dépôts d'alluvions. Alluvions de Campanet, alluvions anciennes, alluvions récentes. Travertins et brèches de pentes.

III. *Les dépôts pliocènes et quaternaires de l'île d'Ibiza.* A. Les principaux dépôts de marès; B. Alluvions; C. Captures.

IV. *Le Pliocène et le Quaternaire de l'île de Minorque.*

V. *Les problèmes qui se posent quant à l'histoire des Baléares au cours des temps pliocènes et quaternaires.*

I. HISTORIQUE. — RÉPARTITION

Les formations pliocènes et le Quaternaire fossilifère sont très peu étendus dans les îles Baléares. HERMITE signala, aux abords de Palma, des calcaires lacustres qu'il attribua au Pliocène, puis, à Coll den Rebasa et à Cala Blanca de Andraitx, des couches à Strombes, qui se retrouvent vers Manacor et au S.-E. d'Artá. Postérieurement au dépôt des couches à Strombes, il mentionne des accumulations de « calcaires à Helix » appelés localement « marès » et qui sont un équivalent exact de la « Panchine » des Italiens. Il admet avec raison que ce marès est en relation étroite avec d'anciennes positions du rivage de la mer. Dans l'intérieur des terres, les cours d'eau issus de la chaîne ont accumulé de puissantes formations plus ou moins fortement cimentées qu'HERMITE désigne sous le nom de « Quaternaire à galets » et qui s'étendent en une bande ininterrompue du golfe de Palma à celui d'Alcudia.

Peu de géologues se sont préoccupés de l'étude de ces dépôts. HOERNES donna une description du marès de Coll den Rebasa [47] et COLLET [15] une photographie d'un lambeau de terrasse fluviale à l'embouchure du torrent d'Estallenchs.

Le présente étude n'ayant trait qu'à la chaîne septentrionale, et cet ensemble de montagnes ne comportant pas de dépôts importants du Pliocène ou du Quaternaire, nous ne pouvons donner ici que peu de renseignements sur cette question. Quant à Ibiza, les seules traces de ces terrains récents que VIDAL et MOLINA y aient trouvées se rapportent à des alluvions fluviales et à des dépôts de marès. Nous montrons que si, à Majorque, on connaît très peu de vestiges de formations quaternaires relativement élevées au-dessus du niveau de la mer, Ibiza paraît devoir en donner davantage. Nous nous bornerons à de brefs aperçus sur les sédiments récents. L'intérêt de ce genre de question réside principalement dans des corrélations d'observations réparties sur de vastes régions. Il était plus logique et plus pratique pour le lecteur de traiter la matière de ce chapitre dans un petit travail consacré au Pliocène et au Quaternaire du S.E. de l'Espagne, donné en collaboration avec M. GIGNOUX. On n'en trouvera ici que le complément, d'autant plus résumé que la question sort du cadre de ce mémoire.

II. LES DÉPÔTS PLIOCÈNES ET QUATERNAIRES DE L'ÎLE DE MAJORQUE

A. *Sierra principale.* — Le seul gisement de Quaternaire à Strombes qui soit connu dans cette partie de l'île est celui de Cala Blanca décrit par HERMITE et dont les fossiles énumérés par lui sont :

Strombus mediterraneus DUCL.
Conus mediterraneus BRUG.
Cassis saburon BRUG.

Cardium rusticum LIN.
Pectunculus violacescens LMK.

Ces fossiles sont inclus dans une brèche dont le ciment est formé de ce grès calcaire localement désigné sous le nom de marès. Les couches de brèche et les lits gréseux sont inclinés vers la mer qu'ils bordent.

Sans doute trouvera-t-on, en d'autres points, des gisements analogues, nous n'avons pas eu le loisir de faire à ce sujet des recherches minutieuses.

Le marès proprement dit existe en de très nombreux points de la côte S.O. et des rivages N.E. de la chaîne. Il est, par contre, très peu répandu au pied du versant septentrional de la Sierra, ainsi qu'on peut s'en rendre compte en consultant notre carte.

En général, il constitue un placage de grès jaunâtres grossiers à stratification inclinée vers la mer et qui s'élève jusque vers 8 à 10 mètres d'altitude, plus rarement jusqu'à 20 ou 30. Ses couches les plus inférieures comportent souvent des fragments, anguleux, de roches affleurant au voisinage. Mais, dans l'ensemble, sa masse est remarquablement homogène. En de nombreux endroits le marès présente, comme HERMITE l'a fait observer, une stratification horizontale; mais on la voit passer souvent vers l'amont des affleurements à une stratification plus ou moins entrecroisée qui paraît plutôt résulter d'actions éoliennes que de courants. Nous considérons le marès comme un dépôt de plage passant latéralement dans certains cas à des dunes consolidées. Cette interprétation qui est basée sur le fait que, à Minorque notamment, nous avons constaté que la base de certaines dunes forme une roche cohérente en tous points analogue au marès, rend compte de la présence des *Helix* qui sont très généralement les fossiles caractéristiques de ces formations.

Suivant les cas, les dépôts de marès correspondront soit à des plages, soit à la frange de petites dunes qui sertit souvent les plages des criques. Au hasard des déplacements du niveau de la mer, peuvent se superposer sur une même verticale des formations de ces deux types, ou encore des dépôts de marès remaniés par les eaux de ruissellement.

Le marès ne peut donc fournir que des données très approximatives quant au niveau auquel se trouvait la mer lors de son dépôt.

Les principaux placages de marès de la Sierra de Majorque sont ceux du vaste cabo de Cala Figuera au S.O. de Palma, puis les dépôts moins étendus de Santa Ponza, de Paguera, de Cala Blanca, de Puerto et de la vallée d'Andraitx, de Cala Egos et de San Telmo. Rares sur la « costa brava » où on ne les rencontre quelque peu étendus que vers le Puerto de Soller, ils réapparaissent à la Cala San Vicente, vers la Puerto de Pollensa, etc. HERMITE a déjà mentionné leur grande extension autour de la ville et de la Batterie d'Alcudia. Aux abords du Puerto de Alcudia, ce marès ou des couches identiques doivent être fossilifères, car de nombreuses pierres de taille employées à la construction des canaux des anciennes salines se montrent pétries de coquilles parmi lesquelles abondent les *Cardium* et les *Pectuncles*.

Il fut toutefois impossible de savoir d'où ces moellons avaient été extraits.

B. Le Marès du reste de l'île de Majorque. — Nous ne reviendrons pas sur la description du gisement de Coll den Rebasa qui fut fort bien faite par HERMITE, et à laquelle il n'y a rien à ajouter, HOERNES ayant même indiqué et figuré l'inclinaison de 40 degrés au S.-S.E. qui affecte ces couches, du fait de leur sédimentation, et le niveau horizontal, formé de sable jaunâtre à *Helix*, qui les coupe à peu près à mi-hauteur. Le savant allemand interprète ce dispositif comme provenant de la présence en ces parages d'un delta.

L'extension du marès prend dans toute la partie méridionale de l'île une grande importance. Il recouvre presque tout le Cabo Enderrocat, s'observe très continuellement le long de la côte et ses dépôts atteignent vers Son Morell (Artá), l'altitude de 80 mètres, ainsi qu'HERMITE l'avait déjà observé.

C. Les Dépôts d'alluvions. — Ces formations, qui constituent ce qu'HERMITE appelait *Quaternaire à galets*, sont très étendues, soit à l'intérieur de la chaîne, soit, surtout, sur le rebord septentrional de la plaine médiane de l'île. Dans cette dernière zone elles peuvent atteindre

50 et 60 mètres d'épaisseur. Le bord de la baie de Palma les entame vers Santa Catalina et leur tranche forme une falaise où se voient bien les caractères de la sédimentation fluviale. Nulle part on n'y a signalé de fossiles terrestres ni marins. Leur teinte est d'un brun rougeâtre, et leurs éléments sont ceux des roches triasiques, jurassiques et tertiaires de la chaîne.

Ces alluvions forment un ensemble homogène dont nous croyons devoir distinguer des dépôts de même nature, mais de caractère très différent, qui se rencontrent vers Campanet et Inca.

ALLUVIONS DE CAMPANET. — Formation à éléments très irréguliers souvent assez gros, bréchoïdes, mélangés à des graviers et des sables en plus forte proportion que dans les alluvions précédemment mentionnés. De plus, alors que ces derniers ne comportent que des cailloux bien roulés de roches relativement dures, les alluvions de la colline de Campanet contiennent une forte proportion de roches tendres plus ou moins désagrégées — marno-calcaires du Jurassique moyen et du Crétacé. Ils constituent la plus grande partie de la colline allongée du N.E. au S.O. sur laquelle sont bâtis les villages de Campanet et de Bugar, ainsi que le versant méridional de la colline de Moscarí. On les retrouve dans la colline des moulins à vent d'Inca. Ce sont sans doute des couches analogues qui s'observent au sommet de l'éminence de Molino, cote 215, à 2 kilomètres au N. de Santa Maria.

Dans tous ces gisements, ces alluvions sont assez fortement soudées pour qu'il soit possible de les confondre à première vue avec un conglomérat tertiaire. Les alluvions à cailloux roulés les ravinent et s'étalent en contre-bas, en sorte que nous sommes porté à les croire plus anciens et provenant peut-être d'une moins grande distance que les éléments du « Quaternaire à galets » qui, lui, représenterait des alluvions moins anciennes, mais ayant subi un plus long transport.

La colline qui domine au S. la ferme du Canet comporte des conglomérats assez meubles, coupés d'un banc de grès terreux grisâtre, incliné à 30 degrés au N.E., dans lequel nous avons recueilli des *Bulimes* minuscules et indéterminables. Les éléments de ces conglomérats ressemblent encore à ceux de Campanet. Il semble toutefois peu probable que le pendage des couches soit ici le seul fait de la sédimentation détritique, et nous pensons que ces assises sont encore antérieures aux alluvions de Campanet.

ALLUVIONS ANCIENNES. ALLUVIONS RÉCENTES. — Nous distinguons sous ce nom toutes les puissantes formations du « Quaternaire à galets » d'HERMITE. Leur extension est indiquée par notre carte. Nous croyons devoir toutefois attirer l'attention des géologues sur le développement qu'elles prennent entre Buñola, Establiments et Santa Maria. Elles y résultent de la jonction de plusieurs cônes d'alluvions : l'un issu de la courte vallée du col de Soller, l'autre du court ravin du col de Valldemosa, un troisième alimenté par le petit ruisseau qui descend d'Esporlas, un quatrième de la dépression voisine par laquelle passe la route royale d'Esporlas. L'ensemble de ces ruisseaux dans leur état actuel représente une faible action d'érosion et de transport pendant une petite partie de l'année. Or, dans ce grand cône, le torrent de Riera qui descend de Puigpuñent et qui est, à notre époque, bien plus important que tous les autres, n'a effectué qu'un apport relativement faible de matériaux.

Il nous paraît dès lors très probable qu'une partie du vaste cône d'alluvions en question a dû s'édifier sous l'action de torrents beaucoup plus puissants, venus de beaucoup plus loin, c'est-à-dire d'une partie de la chaîne aujourd'hui détruite ou effondrée — les larges ensellements du col d'Esporlas et du col de Valldemosa ne représenteraient que la partie inférieure de leurs vallées. Peut-être les alluvions très anciennes du Canet pourront-elles un jour être rattachées à une phase reculée de l'histoire de cette érosion.

L'étude orographique de la chaîne sort du cadre que nous nous sommes tracé, mais nous croyons pouvoir, à ce sujet, attirer l'attention des géographes sur le fait que la ligne de partage des eaux est extraordinairement rapprochée de la côte septentrionale, que tous les torrents importants, sauf celui de Gorj Blau, s'écoulent vers la plaine médiane de l'île et qu'aucun phénomène important de capture ne s'observe au profit du versant N.O. de la Sierra, ainsi que cela n'eût pas manqué

de se produire si le rivage septentrional de Majorque avait toujours été aussi proche de l'axe de la chaîne.

Le fait qu'aucun dépôt marin du Pliocène ne soit connu dans les îles Baléares laisse malheureusement une marge trop grande à l'hypothèse dans la recherche de précisions relatives à l'histoire de l'archipel depuis la fin des temps miocènes jusqu'à nos jours.

Des *alluvions récentes* tapissent le fond de beaucoup de vallées. Nous avons borné nos recherches à en délimiter grossièrement les contours.

TRAVERTINS ET BRÈCHES DE PENTE. — Une grande partie des montagnes de l'île, et en particulier celles qui sont formées de calcaires, sont recouvertes d'une croûte de travertin qui ne présente pas d'intérêt au point de vue géologique, mais qui est un grand obstacle à la précision des investigations. Elle est formée tantôt de concrétions plus ou moins dures et ressemblant souvent à de la dolomie, tantôt d'une sorte de brèche formée par la désagrégation sur place de la roche et la soudure de ces fragments par le ciment travertinique, tantôt, enfin, par une vraie brèche de pente.

Le premier cas s'observe dans la plus grande partie de la Sierra Burguesa. Il y a tous les passages entre les deux autres types dans tous les massifs de la Sierra.

Un tel revêtement est très général dans les régions calcaires sous des climats aussi chauds et secs. Il nous paraît pouvoir s'expliquer par les faits suivants. Les eaux de pluie, chargées d'une certaine proportion d'acide carbonique, dissolvent le calcaire de la terre dans laquelle elles pénètrent ou de la roche sur laquelle elles ruissellent. Mais, au lieu de pénétrer profondément, elles s'évaporent en très peu de temps et déposent le calcaire qu'elles viennent de dissoudre dans les couches de terre en contact avec la roche, ou dans la brèche qui recouvre localement cette dernière. La proportion d'eau qui pénètre dans le sol pour ressortir au loin sous forme de sources est relativement faible. Dans ce cas encore, la teneur des eaux en calcaire est considérable, et leur degré hydrotimétrique, très rarement inférieur à 30, est compris d'ordinaire entre 50 et 60 et peut atteindre et dépasser 80, avec une proportion de sulfate de chaux qui atteint normalement le quart de la quantité totale de sels minéraux contenus dans l'eau.

Cette forte teneur en calcaire de toutes les eaux rend compte de la formation des croûtes travertiniques, comme elle explique les difficultés que rencontrent tous les essais d'adduction d'eau potable dans les localités¹.

III. LES DÉPÔTS PLIOCÈNES ET QUATERNAIRES DE L'ÎLE D'IBIZA

Comme à Majorque, les dépôts marins du Pliocène manquent à Ibiza. Le Quaternaire, par contre, y est représenté par des dépôts de marès et de sables plus ou moins agglutinés proportionnellement plus étendus qu'à Majorque, et, surtout, répartis sur une différence de niveau beaucoup plus grande. Ces placages de marès sont en général conservés dans des vallons et s'y présentent comme des restes de plages ou de dunes. Ailleurs, ils sont en relation évidente avec des surfaces d'abrasion. Malheureusement, nous avons de nombreux indices que beaucoup de ces dépôts ont été remaniés par les eaux fluviales. D'autre part, nous venons de mentionner l'origine complexe de ces formations et le fait que, selon qu'elles proviennent de plages, de dunes ou d'un transport ultérieur des sables de ces deux sortes de dépôts, elles peuvent se trouver à un niveau très différent de celui auquel se trouvait la mer lors de leur sédimentation et sans relation fixe avec ce dernier.

¹ Il ne nous appartient pas de traiter ici du régime hydrologique de Majorque, mais nous croyons devoir mentionner à ce sujet un ouvrage de E. ESTADA très documenté sur les diverses sources de la région où sont captées les eaux destinées à la ville de Palma. Ce Mémoire qui comporte un résumé météorologique précis d'observations portant sur quarante ans donne une excellente idée de la nature, de l'importance, des caractéristiques d'un très grand nombre de sources. C'est à la carte qui l'accompagne que nous devons d'avoir pu porter sur la nôtre les nombreuses sources du pied S.E. du Ram [23].

Il est toutefois normal dans cette partie de la Méditerranée que la différence entre le niveau de la mer et l'altitude maxima à laquelle peuvent être poussées les dunes ne dépasse pas 30 à 40 mètres. Le fait de trouver du marès à des altitudes oscillant entre 0 et 340 mètres nous a donc paru mériter une mention, non que nous en puissions tirer des conclusions précises, mais parce que ce sont des indices utiles.

Nous n'aurons à décrire, outre ces formations, que des alluvions et des cordons littoraux.

A. Les principaux dépôts de Marès. — Les dépôts les plus élevés, les plus anciens du Quaternaire sont ceux du P. Raco (372 mètres).

En contre-bas du sommet de cette montagne, au S.E., deux contreforts s'écartent, limitant entre eux un vallon dirigé directement vers l'église de S. Vicente. Vers le haut du bassin de réception de ce ruisseau une tache de grès à Hélix se rencontre entre 320 et 340 mètres. Le grès est creusé de grottes et des sables abondants sont délités.

Ce niveau est le plus élevé que nous ayons observé. Il semble que, si le marès est bien un dépôt de dune, susceptible de se déposer à 20 ou 40 mètres du niveau de la mer, ces grès correspondent au niveau de 300 mètres.

Niveau de 200-225 mètres. — Le Centre du Plà de S. Mateo est formé de terrains rapportés, mais les bords montrent un cordon de marès très typique. En particulier sur son bord E. ce bassin est limité par une série de sommets : Puig Guillen, etc., de 300 mètres environ. Un monticule isolé s'élève au bord de la plaine, en avant de ces montagnes, et un vallon de 5 à 800 mètres de large le sépare du chaînon principal.

Ce vallon montre des dépôts de marès à stratification parallèle, puis entrecroisée dès son débouché sur le Plà, et ces dépôts le remontent, en sorte que la tache de marès couvre les terrains plus anciens, compris approximativement entre 210 et 230 mètres. D'autres dépôts moins nettement délimités frangent encore ce bassin et se rattachent sans doute à ce niveau.

Niveau de 160-180 mètres. — Des sables agglutinés semblant être du marès remanié se trouvent au col de S. Miguel.

Ils doivent provenir de dépôts d'un niveau supérieur, sans doute de celui de 220, auquel ils pourraient être rattachés par des taches de marès situées sur le chemin de S. Miguel à S. Mateo.

Dans le torrent de Furnas, entre la Sierra de Rafal Trobat et la Sierra de Beniferri et S. Rafael, le marès, à l'altitude de 200 mètres, remplit le fond de la vallée jusqu'à son débouché sur la plaine d'Ibiza.

Les autres dépôts n'atteignent pas 200 mètres ou à peine. A la Cala des Horts, on voit un plan incliné montant de la mer à 165 ou 170 mètres, tout couvert de marès. Dans le haut, il contient quelques hélices. A 90 mètres, nous avons trouvé de nombreux *Pecten*. Ce placage est continu.

Au pied S. de S. José, un assez large bassin de réception s'étale entre 170 et 200 mètres. Son fond est tapissé de marès remanié planté de pins.

Au pied du P. Nebot, derrière une colline qui sépare cette vallée du chemin de S. José à Cubells, on retrouve le marès sans fossiles aux environs de 180 mètres.

Niveau de 120-140 mètres et niveau moins élevés. — Une surface d'abrasion, raccordée avec des dépôts d'alluvions, se note à Cubells, tranchée par la falaise qui en donne une belle coupe. Elle atteint 120-140 mètres, mais le marès certain ne s'y voit pas, sauf vers 40 mètres, dans les environs de la P^a del Port Roig; encore les entablements de Quaternaire alluvial y occupent-ils presque toute la surface du terrain.

Ce n'est que dans le vallon, entre la M^a Gibart et la Sierra Yondal, que l'on retrouve le marès vers 40-60 mètres, ainsi que plus bas dans la partie du cap qui sépare le P^a Yondal de la M^a Gibart.

Toute la partie comprise entre Jesús et le Cabo Martinet est recouverte de marès, dessinant les angles rentrants dans les vallées jusqu'à 35-40 mètres, isolant le massif même du cap.

Ce niveau est aussi représenté dans la vallée qui débouche à Cala Llonga. Mais, là, le niveau supérieur se retrouve aussi : une terrasse à 40 mètres est en effet dominée par des plaquages de marès dépassant 80 mètres.

Sur la côte N., l'île présente un riche développement de marès.

Une large bande borde la mer et s'élève jusque au-dessus de 60 mètres par place. On la suit depuis Portinatx jusqu'à la Cala Charraco. A 45 mètres, dans la vallée den Lluqui, le marès contient des

valves de Pectoncles et vers 70-75 mètres, on recoupe du marès à stratification éolienne ou en tout cas mixte. La relation entre le niveau de 70 mètres (dunes) et de 45 mètres (niveau de plage) semble probable.

Les dépôts de 70 mètres se retrouvent dans la vallée même de Charraco, qui remonte vers S. Juan. Mais, là, des dunes fossiles atteignent 100 mètres.

Enfin, le marès réapparaît au bord de la côte jusqu'à ce golfe de San Antonio où il est très étendu, sauf vers la Cala Salada et au cap Negret.

Le niveau de 40-45 mètres est développé autour de C'an Besé où il forme des terrasses à stratification horizontale sillonnées des lits actuels de torrents.

Le marès, sous forme de dunes à *Helix* dont le sable est certainement remanié, apparaît de nouveau vers 35-40 mètres entre la Cala Llentrisca et l'Ermita de Cubells. Une sorte de replat suit cette côte sur une centaine de mètres et porte les dunes en question.

La profondeur de la mer étant immédiatement de 50-100 mètres au pied du versant de la falaise, on ne peut attribuer à des phénomènes actuels l'entassement du sable en ce point.

B. Alluvions. — Un cordon littoral se forme entre Ibiza et Formentera. Un autre, plus complet, a relié la presqu'île de Falcó à la terre, et la large plaine qu'il a formée s'est trouvée, après coup, remblayée par les cônes de déjection surbaissés issus des montagnes du Pez, du Sirer et de Rafal Trobat.

En deux endroits des terrasses d'alluvions ou des fonds de plaines témoignent des changements survenus dans la position du niveau de base sans que l'on possède de raccord entre les traces de ces phénomènes et la ligne de rivage.

Ce sont :

1° Le bassin de réception compris entre le Pez, le Sirer, le P. Gros et S'Coll. Du marès y est superposé aux alluvions.

2° La vallée de S. Vicente où l'église repose sur un fragment de terrasse perceptible sur 1 ou 2 kilomètres vers le bas. Cette terrasse domine le fond du vallon de 30 mètres environ.

C. Captures. — Nous avons dit que le relief du N. de l'île atteignait une moyenne d'altitudes plus forte que la côte S. et que, d'autre part, la chute à la mer y était très brusque. Cet état de choses est assez récent, car de nombreuses captures rajeunissant le relief septentrional de l'île montrent que jadis ces régions étaient drainées vers le S. ainsi qu'il a été dit.

Dans les environs de S. Juan, on ne peut pas, à proprement parler, employer le mot de capture. On peut seulement dire que l'attaque de l'érosion est plus active dans les vallées de Charraco, den Lluqui et de Portinatx dont la pente moyenne est très forte. Les vallons qui débouchent dans la vallée de Charraco ont des bassins de réception très abrupts et l'alluvionnement dans les fonds est notable.

La Cala Biniarras reçoit un cours d'eau dont les deux branches prennent naissance en contre-bas de la plaine onduleuse située à 120 ou 140 mètres entre la Torreta de S. Lorenzo et l'Atalaya de S. Juan.

Le relief se rajeunit depuis le N.

La vallée remontant d'Ibiza aboutit entre le Besora et S. Miguel. Dans son prolongement, deux vallons partent de 165 mètres d'altitude et se dirigent avec une très forte pente vers le N. Ces deux cours se rejoignent au point où ils se jettent dans le torrent plus important qui vient du P. Guillen et, fort encaissé, débouche au Puerto de S. Miguel, après avoir fait au confluent un coude de près de 90 degrés. Les deux petits torrents de S. Miguel ravalent la plaine ancienne et l'entaillent en inversant sa pente.

On trouve du marès comme on l'a vu dans ce lit du torrent de S. Miguel jusque vers 40-45 mètres.

La capture la plus frappante est celle de C'an Toni Musson. Le bassin de S. Mateo fermé au N. se déversait par le chenal de C'an Toni Musson à l'O. de la Sierra de Fornous, vers S. Gertrudis et Ibiza.

Mais le torrent de Basas, tributaire du golfe plus voisin de S. Antonio, a capté ce cours, et les eaux du bassin de S. Mateo, jointes à celles du bassin situé à l'O.-S.O. du Rotabella, suivent le plus court chemin vers la mer tout en contournant tout le massif du Puig Nonó.

Le bassin de S^a Ines, qui sans doute se déversait aussi primitivement vers Rotabella, a trouvé une issue par l'E. du P. Nonó; la proximité du niveau de base a activé l'attaque de ce bassin.

D'autres captures se trouveront encore. Celles-ci semblent témoigner de la disparition, peut-être de l'affaissement, d'une tranche de côte assez importante au N. de l'île.

Sa date, sans être précise ni certaine, peut se placer entre l'époque du dépôt des sables du niveau de

200 mètres, dont les sédiments semblent tributaires de golfes ouverts au S., et l'époque des niveaux de marès de 68-70 ou 40-45 mètres, puisque les dépôts de Charraco, S. Miguel, S. Antonio se rattachent à ces altitudes.

La répartition des dépôts quaternaires montre que ce qui existe actuellement de l'île ne formait pas un tout dans les mers quaternaires, mais un archipel d'îlots ou d'écueils.

IV. LE PLIOCÈNE ET LE QUATERNAIRE DE L'ÎLE DE MINORQUE

Comme dans le reste de l'archipel, le Pliocène fait défaut à Minorque. Le Quaternaire est représenté par des placages de marès et par des alluvions. L'étude des uns et des autres reste à faire. HOERNES a fait allusion [47] aux vicissitudes de la région, dont témoignent les golfes de Mahon et de Ciudadella. Il semble en effet que ces « calas » représentent des vallées envahies par la mer. Mais le raccord des observations que l'on peut faire dans l'ensemble de l'archipel quant à la géologie du Quaternaire ne paraît pas à première vue devoir être fructueux, aussi aucun spécialiste ne s'y est-il attaché jusqu'ici.

V. LES PROBLÈMES QUI SE POSENT QUANT A L'HISTOIRE DES BALÉARES AU COURS DES TEMPS PLIOCÈNES ET QUATERNAIRES

On ne peut relever aucune preuve de l'existence d'une mer, sur Majorque et Ibiza, durant le Miocène supérieur et le Pliocène. Sans doute ces îles étaient-elles alors rattachées au reste de la chaîne Bétique dont elles représentent la terminaison. Il est plus remarquable de ne trouver aucune trace de dépôts du Pliocène supérieur à Minorque, qui n'a pas été directement affectée par les phénomènes orogéniques d'âge alpin.

Ce serait donc tout l'archipel Baléaire actuel qui aurait été rattaché à la Péninsule. Aucun reste de Vertébrés terrestres de cette époque n'est encore venu démontrer ces relations. Par contre, les faunes du Quaternaire ancien découvertes par Miss BATE, et parmi lesquelles on trouve ce curieux *Myotragus Balearicus* dont les plus proches parents ne sont plus connus que dans le Thibet, prouvent qu'au Pliocène supérieur ou au Quaternaire ancien des relations continentales ont dû certainement exister entre l'Archipel et la Péninsule.

Le fait que les formations cristallophylliennes — plus favorables que toutes autres à l'enregistrement, par des plages quaternaires, des vicissitudes du niveau de la mer — font entièrement défaut aux Baléares, et qu'aucune trace certaine de plages anciennes ne se trouve conservée à Majorque, nous oblige à attendre de nouvelles découvertes pour tenter l'étude de l'histoire de ces régions depuis le Pliocène jusqu'à nos jours.

TROISIÈME PARTIE

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA SIERRA DE MAJORQUE

L'étude géologique dont nous donnons ici les principaux résultats ne doit être prise que pour une ébauche. Notre but a été de débrouiller les grandes lignes de la structure de cette chaîne. Le manque de place nous a interdit d'aborder la description morphologique de la région, ainsi que son régime hydrologique. Nous avons dû nous limiter strictement aux observations relevant de la géologie pure. La carte qui accompagne cette description montrera du même coup la complexité des dislocations subies par tous les terrains antérieurs au Vindobonien et l'état rudimentaire des résultats que nos rapides recherches nous ont permis d'y consigner, bien que nous nous soyons efforcé de n'y inscrire les détails qu'après en avoir pénétré le sens tectonique. Nous devons faire remarquer que, pour atteindre le but que nous poursuivons, il était plus important de donner une idée d'ensemble de la Sierra de Majorque, qui représente l'extrémité de la chaîne subbétique, que de nous limiter à en décrire, plus minutieusement et avec plus de précision, un court tronçon. Telle est la raison pour laquelle nous avons préféré donner ici une étude d'ensemble, en laissant à d'autres le soin d'en reprendre l'étude monographique pour les parties les plus intéressantes et les plus compliquées, comme la région d'Andraitx, par exemple.

Nous croyons du reste que, si, comme il est probable, une analyse de ce genre aboutit à des interprétations différentes pour le groupement des accidents et pour les relations de certaines unités tectoniques entre elles, elle ne modifiera pas profondément l'idée d'ensemble que l'on peut se faire dès maintenant de l'archipel Baléare.

Notre chapitre introductif et le schéma structural qui s'y trouve figuré nous dispensent de refaire ici une description préliminaire de la zone étudiée. Nous croyons par contre devoir justifier l'ordre, au premier abord anormal, dans lequel ont été décrites ses diverses parties.

Dans sa partie S.O., la Sierra présente le maximum de complication, de nombreux problèmes y demeurent en suspens. Dans le tronçon compris entre Valldemosa et le Cabo Formentor, les montagnes se rattachent en majeure partie à la Série II, qui se trouve brisée en accidents secondaires, dont les rapports avec les autres éléments tectoniques ne peuvent guère être établis que par interpolation, en partant de points mieux connus. Or, c'est dans la région comprise entre Palma et Estallenchs que la constitution de la chaîne est le mieux visible, et où peuvent le mieux être distinguées les unités tectoniques superposées. Nous abordons donc la description par cette partie des montagnes. Nous y définissons les trois séries superposées. Puis, procédant du connu à l'inconnu, nous décrivons, d'une part, l'extrémité S.O. de la Sierra, en nous efforçant d'en rattacher les principaux éléments aux unités structurales reconnues dans la coupe Palma-Puigpuñent-Estallenchs, et, d'autre part, les montagnes comprises entre notre base de départ et l'extrémité N.E. de l'île.

Les 63 coupes d'ensemble qui accompagnent cette description sont toutes définies par les coordonnées de leurs extrémités opposées, afin que le lecteur puisse en retrouver l'emplacement exact, sans qu'il soit besoin d'en imprimer le tracé sur notre carte.

CHAPITRE VII

COUPE DE LA CHAÎNE, DE PALMA A ESTALLENCHS

1. **Coup d'œil d'ensemble sur la zone étudiée.** — Si l'on se rend de Palma à Puigpuñent par la localité d'Establiments, on contourne l'extrémité de la Sierra Burguesa, et, suivant le torrent de Riera, on pénètre tout de suite au cœur de la chaîne.

La Sierra Burguesa correspond, dans son intégralité, à un élément tectonique bien individualisé, que nous avons nommé Série III. Nous l'étudierons entièrement au chapitre IX.

La voie suivie pour pénétrer dans la chaîne nous amène d'emblée à fouler la série subordonnée à la masse de la Sierra Burguesa, que nous avons dénommée la *Série II*. C'est elle qui forme les masses des sommets du P. Ram, de la Mola de Son Cotoner et du Planicié qui entourent le bassin de réception et, pour une part, le canal d'écoulement du torrent de Riera. Ses éléments constitutifs sont, en cette région, le Trias dolomitique, les marnes bariolées du Keuper, puis les grandes masses calcaires que nous rapportons au Lias moyen. S'ils existent, le Lias supérieur marno-calcaire et les restes du Bajocien, sont extrêmement réduits ou localisés, et, dans l'ensemble, nous pouvons considérer que le Tithonique est le premier terme stratigraphique qui soit nettement individualisé ici, au-dessus du Lias calcaire.

Sur le Tithonique, reposent les marno-calcaires et les marnes du Crétacé inférieur, puis les poudingues du Nummulitique, sans fossiles, mais que, par analogie avec d'autres gisements d'âge connu, nous considérons comme appartenant à l'Oligocène supérieur. Les sédiments de tous les étages supérieurs au Lias calcaire, qui sont peu résistants, ne sont conservés que dans de rares pincements synclinaux et, surtout, en frange au pourtour des masses charriées de la Série III, qui, leur étant superposées, les ont protégées de l'érosion.

Mais cette masse puissante de la Série II est crevée par l'érosion, et au fond des fenêtres, ainsi créées, apparaissent les assises néogènes de la Série I.

La plus grande de ces entailles est celle produite par le torrent de Riera. Son bassin de réception, au centre duquel est bâti le village de Puigpuñent, est bordé, de toutes parts, par les parois abruptes du Trias et du Jurassique de la Série II. Au fond de ce cirque de rochers, les dépôts plus meubles du Miocène montrent une topographie aux lignes adoucies.

Une seconde fenêtre, plus petite, perce encore le Trias des pentes S.E. du Ram. Les cultures de Son Llabres et de Son Verga sont établies sur le Miocène qu'elle fait apparaître. Nous retrouverons dans le chapitre XIII le Néogène apparaissant par une nouvelle fenêtre, au N.E. du même massif, autour du village d'Esporlas. Enfin, le torrent longitudinal qui descend d'Es Grau, par Son Vich et Sa Granja, vers Esporlas, a scié la masse de la Série II, isolant, au point de vue topographique, le massif du Ram qu'il entoure par le N.O., du massif de Planicié qui domine la mer, au-dessus de Bañalbufar. Encore ici, le creusement de cette vallée a atteint le Miocène de la Série I, d'une part, à Sa Granja, d'autre part, en amont de Son Vich, vers Sa Campaneta. Cette dernière fenêtre n'est séparée de celle de Puigpuñent que par un col étroit dont l'arête est constituée par du Trias et du Lias sous lesquels le Miocène est continu. Mais, en ce point, notons tout de suite qu'apparaît, sous forme d'une lame de charriage, un élément accessoire dont le dispositif de détail est encore à étudier et que nous dénommons *Lame de Cana Lluisa*.

Les fenêtres que nous venons d'énumérer et qui se trouvent au cœur de la chaîne ne montrent que la couche superficielle miocène de la Série I. Mais si l'on passe la ligne de crêtes Galatzó-Planicié qui sépare la région de Puigpuñent de la côte septentrionale de l'île, on peut observer

contre le versant qui s'abaisse des montagnes à la mer, en une pente rapide coupée de parois, la superposition de la Série II sur la Série I — superposition qui se complique au contact par la présence de la lame de charriage mentionnée plus haut. Cette Série I apparaît alors de façon presque complète, du Miocène qui la couronne, au Werfénien, qui constituent son élément le plus ancien et dont la base disparaît sous le niveau de la mer.

Les deux séries superposées sont gauchies, sans pli net dans cette partie de la chaîne. Ces gauchissements s'expriment, d'une part, par un bombement qui correspond à la région du Ram et de Puigpuñent et qui explique la présence des fenêtres dans cette partie, et, d'autre part, par des ondulations de l'ensemble, transversales par rapport à la direction de poussée S.E.-N.O., qui correspondent aussi à ces fenêtres ainsi que, le long de la côte, à ces inflexions des surfaces de contact anormal que l'on peut assez nettement suivre sur notre carte. Nous allons justifier cette interprétation d'ensemble par la description de cette partie de la Sierra.



Fig. 76. — Coupe du Tithonique au Nummulitique (Série II) entre Sarrià et Establiments.

2. La Série II aux abords d'Establiments. — Les routes de Palma à Esporlas et de Palma à Puigpuñent bifurquent environ à 6.300 mètres de Palma, à l'entrée S.E. d'Establiments. Celle de Puigpuñent s'incurve vers le N.O. et suit le torrent de Riera, lequel coule selon la ligne de contact de la Série III (Massif de la Sierra Burguesa) avec la Série II que nous étudions ici.

C'est dans l'angle de ces deux routes qu'apparaissent, sous les alluvions anciennes, les assises nummulitiques et néocomiennes qui couronnent la Série II.

Dès la montée par laquelle la grande route accède à Establiments, les terrassements ont atteint des poudingues à éléments noirs et des grès sombres durs qui, quoique sans fossiles, peuvent être sans aucune hésitation rattachés au Nummulitique. La route entame ce même terrain jusque peu après le kilomètre 9.

Dans l'ensemble, cette masse nummulitique forme la croupe qui s'élève insensiblement vers le sommet de 280 mètres à 1.500 mètres à l'E. d'Es Caña. Elle repose sur du Néocomien et du Tithonique qui s'appuient à leur tour sur le calcaire liasique, qui constitue les lapiez apparaissant dans les champs. Le Lias est supporté par les dolomies du Trias qui constituent le pied du mamelon 280. Il couronne le sommet de cette petite éminence.

Le contact entre le Nummulitique et son substratum secondaire est facile à observer dans la tranchée du chemin d'Establiments à Sarrià, au pied même du point 280. Cette coupe (fig. 76) nous montrera du même coup la composition des assises tertiaires en ce point :

- 1° Fausse brèche tithonique sans fossiles.
- 2° Couches noduleuses rouge lie de vin (Tithonique rouge).
- 3° Marno-calcaires néocomiens très écrasés.
- 4° Marnes sableuses jaunes du Nummulitique, avec intercalations lenticulaires de poudingues (5).
- 6° Calcaire nummulitique.
- 7° Grès nummulitique passant vers le haut aux poudingues typiques à éléments noirs.

Notre carte montre les rapports de ces terrains, tels que nous les avons déduits des rares affleurements et des débris rocheux apparaissant dans les terres cultivées entre Son Mollá, Son Buñoli, Son Baunanet et Establiments.

La disparition de la Série II sous la Série III, le long du torrent du Riera entre Establiments et les abords de Son Perelló, est peu nette, car une petite terrasse d'alluvions, à 5 mètres environ au-dessus du torrent, couvre la majeure partie des sédiments crétacés. Le poudingue nummulitique

n'apparaît, très écrasé, ainsi que le Néocomien, que vers la bifurcation du chemin direct de Palma à 400 mètres O. de Can Deya.

Sous le Nummulitique, au village d'Establiments, on note au bord de la route de Puigpuñent les marnes crétacées et des calcaires qui, par leur faciès, paraissent appartenir au Tithonique supérieur ou au Néocomien inférieur. Ces derniers paraissent renversés sur les marnes.

Le chemin conduisant de Son Mollá à Son Mayol en s'incurvant vers le Nord fait voir, à quelques pas au N. de Son Mollá, le Tithonique et le Néocomien redressés sous le poudingue nummulitique.

3. La Série II entre Sarriá et le Puig Ram. — L'érosion, qui a respecté les dépôts récents que nous venons d'examiner, a attaqué très activement la Série II dans ses parties en saillie, et la zone que nous abordons n'en comporte plus qu'une tache très exigüe. C'est le Lias calcaire et le Trias qui, au contraire, affleurent presque partout. Toute l'arête qui descend du Ram par Can Manen est constituée par ces terrains. Il en est de même du contrefort qui s'individualise à l'Est de la cote 600 et qui, culminant au point 508, sépare la région de Son Llabrès de celle d'Esporlas.

Dès qu'on a passé, en suivant le chemin de S. Buñoli à Es Caña, l'étroite bande de calcaire du Lias, on chemine sur le Trias ; tout le vallon d'Es Caña y est creusé. Seul le couronnement du sommet 280 cité plus haut et un plaquage de calcaire, localement conservé contre l'arête s'élevant vers Can Manen, appartiennent au Lias. Les dolomies du Trias montrent au S.E. de la maison d'Es Caña, ainsi qu'au Nord de la cote 280, ces argiles rouges qui résultent généralement de la décomposition des roches éruptives basiques. Ces mêmes Spilites se retrouvent, toujours dans le Trias, au Nord de Sarriá, à la base du contrefort 508. Ici, du reste, comme au S. de Buñoli, les alluvions qui s'étendent de part et d'autre du ruisseau masquent le Lias et son contact avec le Nummulitique de Son Baunanet. Le vallon, qui vient en direction de la région Son Llabrès, est taillé dans les dolomies litées du Trias, pendant au S.E., puis au N.O., sur lesquelles repose la masse assez considérable de calcaires liasiques qui constitue le P. 508. Mais ici apparaît un accident imprévu : la face Sud de cette montagne est barrée horizontalement par une bande de marno-calcaires blancs qui repose sur une faible épaisseur de calcaire liasique et en supporte, au contraire, près de 150 mètres.

Ces marno-calcaires ne nous ont fourni qu'une empreinte de *Desmoceras* sp. et une petite Ammonite pyriteuse voisine de *Phylloceras Thetys* d'ORB, sp. Mais ces mauvais fossiles semblent confirmer nettement l'attribution au Néocomien de ces assises. Cette bande commence au Nord de Sarriá et disparaît dans les parois qui dominent le chemin de Son Llabrès à Son Malferit. Elle dessine des rentrants dans les ravineaux du flanc de la colline. L'hypothèse d'une faille doit donc être écartée. Notre profil XXVII montre une interprétation hypothétique de cette anomalie.

Le col qui rattache ce petit sommet au massif du Ram est entièrement constitué par des dolomies du Trias, mais là nous retrouvons des coulées de Spilites jusqu'au-dessus du chemin de Son Llabrès à Son Poroné.

Ce Trias est encore crevé autour de Son Llabrès, et sous ses assises apparaît le Néogène de la Série I. Dans le détail, ces marnes micacées, ces grès fins ou grossiers, ces conglomérats, présentent des replis qui peuvent donner illusion sur leur position. Mais, dans l'ensemble, ils se montrent partout subordonnés au Trias de la Série II. On observe ce fait d'abord entre Es Caña et Son Llabrès et sur le chemin de Sarriá à Son Llabrès. Cette superposition ressort encore, au carrefour des chemins au N.E. de Son Llabrès, du fait que, là, un éperon de Trias domine nettement le Miocène. A l'Ouest et au S.E. de Son Llabrès, l'extension assez grande de la fenêtre est limitée par le Trias du contrefort de Son Llabrès à Son Vergé et de Son Llabrès à Son Poroné. La carte topographique rend très bien le modelé de deux petits éperons, dont la partie culminante est en dolomie triasique et dont la base, au Nord, à l'Est et au Sud, est de Néogène.

La surface de contact anormal est inclinée au S.E. et le Miocène de la fenêtre s'élève vers

Son Vergé. Mais la ferme de ce nom est sur le Trias, et c'est en aval de ses bâtiments et de ses jardins que passe la limite de la fenêtre.

Par places affleure du calcaire liasique correspondant sans doute à celui qui est plaqué contre l'éperon de Can Manen. Un pointement de roche éruptive triasique s'observe au bas de la plantation d'orangers de Son Vergé.

Ce Trias qui, par l'éperon de Can Manen, rejoint celui d'Es Caña et par le pied E. de Ram rejoint celui de Son Malferit, est d'une étude malaisée. Les cultures et surtout des éboulis le masquent. A Son Malferit, on y observe des calcaires à tubulures du *Muschelkalk*.

Nous avons mentionné, chapitre V, la succession des couches à Amphistégines de la fenêtre de Son Llabrès, et établi leur âge néogène.

Au-dessus de Son Vergé et de Son Malferit, les pentes triasiques cultivées disparaissent sous les éboulis. Non loin de la première de ces fermes, des masses calcaires assez importantes paraissent pincées dans le Trias. Si on démontrait qu'elles ne sont pas simplement formées de blocs éboulés des sommets, il faudrait y voir la continuation ou la terminaison de la lame de charriage de Cana Lluisa. En tout cas, une cinquantaine de mètres au-dessus de la route de Son Poroné à Cana Lluisa, s'élève la masse de Lias calcaire qui, en un couronnement ovale de 3.500 mètres sur 1.500; constitue le sommet du Puig Ram.

L'étude de cette montagne sillonnée de lapiez, plantés de chêne-liège et d'arbustes épineux, est fort difficile; il se peut que nous n'ayons pas su remarquer sur les Lias des dépôts plus récents. Mais nous n'avons vu nulle part, sur ce sommet, autre chose que le seul calcaire du Lias.

4. La lame de Cana Lluisa. — Un ressaut très net existe au flanc Sud et S.O. du Ram, entre le pied des masses liasiques du sommet et la paroi plus ou moins abrupte qui domine le Miocène de la fenêtre de Puigpuñent. C'est sur cette corniche qu'est bâtie la finca de Cana Lluisa. On y accède, outre les sentiers qui passent la paroi vers Can Manen, par un chemin charretier qui vient d'Es Vergé. Cette voie est tracée dans le Trias. On n'aperçoit pas en quel point elle passe le Jurassique de l'écaille de Cana Lluisa, que nous avons mentionné jusqu'au Sud de Son Vergé. Mais il est probable que ces dolomies et ces calcaires en plaquettes du Trias, sur lesquels sinue le chemin, reposent sur le calcaire liasique de l'écaille. Si, en effet, on quitte le chemin de Cana Lluisa pour prendre celui de Can Manen, on ne tarde pas à recouper, sous le Trias, chargé de roches éruptives décomposées, le calcaire liasique d'un seuil peu épais. Au-dessous de cette lame, on retrouve le Trias qui forme les pentes de l'aval jusqu'à la finca de Sobremunt. Enfin, un peu plus bas que cette maison, ce Trias repose sur les couches marno-gréseuses ou sur les conglomérats du Miocène. Vue d'en bas, cette paroi de Trias, couronnée de la lame de Cana Lluisa, ceinture, en épousant les sinuosités des ravins, toute cette face du flanc du Puig Ram.

Reprenons-en l'étude par la corniche de Cana Lluisa. Le Trias qui recouvre la lame jurassique est surtout formé de dolomies accompagnées de roches éruptives décomposées. Vers Pouet, il contient des marnes bariolées et du gypse.

Passé le Pouet, la corniche se rétrécit, le Trias interposé entre la lame de Lias et le Lias du sommet s'écroule, au point où l'on atteint un ravin abrupt qui s'ouvre au Sud. Mais de l'autre côté, le ressaut provoqué par l'existence de cette lame se reproduit, et la lame elle-même se complète de dépôts miocènes qui s'y sont conservés sur le Lias, malgré les actions mécaniques des phénomènes de charriage. Ce Miocène prend subitement une grande extension, du P. 500 au S.E. d'Es Grau à Son Metje et à l'éperon, qui, au Sud de cette ferme, domine Son Pont.

Le Trias du Pouet se voit, d'autre part, entre Son Metje et les parois jurassiques du sommet, puis vers Can Roja et Can Mestre.

La suite du Lias de l'écaille se retrouve dans les escarpements d'Es Grau, puis atteint les abords de Son Noguera par le fond du ravin du torrent de Sa Granja. Nous verrons plus loin que

comme vers Son Vergé les limites exactes de l'écaille et les surfaces de charriage se perdent près de Son Noguera¹.

5. La Série II au S.-E. de Puigpuñent. — L'ensemble charrié du Ram se rattache, sans solution de continuité, au Trias et au Jurassique qui s'enfoncent sous la Série III, le long du torrent de Riera. C'est par l'éperon de Can Manen que se réalise cette jonction. Il est composé de dolomies litées claires, peut-être virgloiennes, et de calcaires liasiques. Ces terrains secondaires dominent au N.E. et à l'E. le fond néogène du vallon de Can Ferra. A partir des abords E. de Son Contoner et de Son Perelló, le dispositif paraît moins net. Le chemin de Son Perelló et S. Buñoli passe dans les champs horizontaux du pied de l'éperon de Can Manen. Il atteint à 150 mètres à l'Est de la première de ces fincas, des dolomies triasiques, qui peuvent se suivre vers le Sud jusqu'au lit tout proche du torrent. Mais ce Trias et le Lias qui le surmonte diminuent d'épaisseur, sans pour cela porter la marque d'écrasements très forts, et la fenêtre de Can Ferra s'étend jusqu'à la route de Puigpuñent, c'est-à-dire jusqu'au pied du versant du Puig Cans. La couverture de Néocomien et de Nummulitique des calcaires et dolomies de la Série II s'observe d'une façon à peu près continue à partir de l'affleurement de poudingues que nous avons mentionnés à l'Ouest de Can Deya.

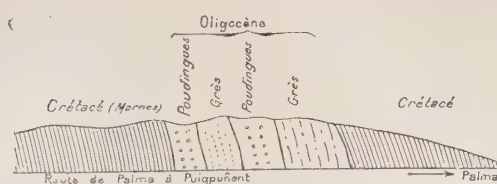


FIG. 77. — Coupe du Crétacé et de l'Oligocène près du kilomètre 9 de la route de Palma à Puigpuñent.

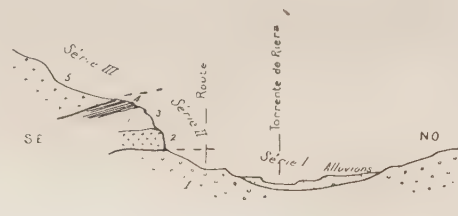


FIG. 78. — Coupe des Séries I, II et III superposées à la bifurcation des routes de Valldurget et de Puigpuñent. (Ech. 1/20.000^e)

Si de ce point l'on suit la route vers Puigpuñent, on ne tarde pas à la voir entamer, en tranchée, des couches très redressées de Crétacé et de Nummulitique, dont la coupe est donnée figure 77.

A 15 mètres au-dessus arrive le bord des couches de la Sierra Burguesa qui chevauchent la Série II.

Passé le coude de la route qui est taillée dans le Crétacé, on atteint le lit d'un ruisseau qui descend de l'Est du Cans. Et là, encore, on voit sous les couches de la Série III le Néocomien, les grès et les marnes nummulitiques. Le chemin traverse ensuite du Jurassique qui doit être subordonné au Néocomien et que nous proposons de rattacher directement à celui qui forme la couverture du Trias charrié. Mais l'étude de ce contact est à refaire. Les îlots de Jurassique s'observent mal parmi les alluvions. Le Trias nous paraît laminé ou rompu, car il nous fut impossible de le voir, et l'on atteint immédiatement le Néogène. Ses dépôts sont constitués par des marnes avec lentilles calcaires, très écrasées, et puissantes de 25 à 30 mètres. Un grès fin, ou, mieux, un calcaire gréseux dur leur fait suite sur 15 à 20 mètres, disloqué, truffé de lentilles calcaires et veiné de calcité. Cette roche presque noire contient de nombreuses traces charbonneuses, qui doivent retenir notre attention à cause de la proximité relative des mines de Son Cotoner et Son Serralta.

En amont de ce point, la ligne de chevauchement s'est élevée à flanc de coteau. Le chemin

¹ Cette description ne doit pas donner illusion sur le caractère hypothétique de cette lame. Et s'il nous semble que, seule, cette explication peut rendre compte des faits observés, de nombreux points restent à préciser. En particulier, nous ne sommes pas certain que la lame de Jurassique soit affectée du pli synclinal qu'exprime notre carte et qui se retrouve sur nos coupes. L'étude détaillée des éperons compris entre Pouet et Es Grau ne montre que des rapports très confus des divers terrains. Nous avons surtout admis ce dispositif après une étude d'ensemble, faite à la jumelle, depuis les abords de Galiléa, et coordonnée avec les notes prises sur place. Mais cette question réserve sans doute des surprises à nos successeurs.

resté dans le Miocène écrasé de la fenêtre de Can Ferra - Son Cotoner jusqu'à la bifurcation du chemin de Valldurgent. Mais il suffit de monter de quelques mètres contre le versant du P. Cans pour retrouver la Série II. On l'observe, en particulier, aux abords de la source qui sourd sur le Miocène, selon le plan de charriage, une quinzaine de mètres au-dessus de l'embranchement de la nouvelle route de Valldurgent. Notre figure 78 montre la réapparition du Trias (2) sur le Miocène (1), puis un Jurassique réduit (3) sur lequel s'écrase le Néocomien (4). Le tout est chevauché par les dolomies du Cans (5), Série III. La Série II, dont le Trias et le Lias, à eux seuls, atteignent au Ram ou au Planicié 4 à 500 mètres d'épaisseur, se réduit ici à 15 ou 20 mètres. La surface de charriage n'est pas régulièrement inclinée au S.E., mais affectée de replis. Le premier d'entre eux expliquerait le dispositif que montre notre carte, à l'embranchement de la route de Valldurgent.

6. **Le Ravin du Torrent de Riera entre Son Cans et Son Serralta.** — Dès les abords occidentaux de la source dont il vient d'être question (coord : $x = 6^{\circ} 90' + 5200$; $y = 44^{\circ} + 1300$), la Série II montre une épaisseur largement accrue. Un gauchissement très marqué la creuse, en

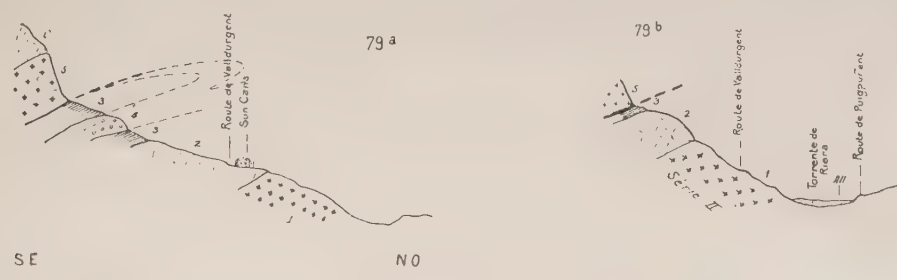


FIG. 79. — Coupe des Séries I, II et III vers Son Cans. (Ech. 1/20.000°.)

sorte que c'est elle et non plus son substratum miocène qui va former le fond et les versants du ravin du torrent entre Son Cans et Son Serralta.

Nous étudierons (p. 238) la suite du contact de la Série III avec la Série II.

Les dolomies du Trias (1) et le Lias (2) ne présentent pas trace de phénomènes d'écrasement. Mais le Néocomien (3) est très broyé, et parmi les schistes qui résultent de ce laminage c'est à peine si l'on peut reconnaître des débris teintés de rouge qui doivent représenter le Tithonique. Le Nummulitique (4) comporte des marnes sableuses roses. C'est un caractère très spécial et que nous n'avons observé que sur le Nummulitique franc, à l'exclusion de toutes les formations post-oligocènes. Enfin, le Trias (5) et le Jurassique (6) de la Série III feront, ailleurs, l'objet d'un examen spécial.

Là encore, la couverture crétacée et tertiaire de la Série II disparaît, dès qu'elle n'est plus protégée par la Série III, et ce n'est que le Lias calcaire et le Trias que nous retrouvons dans l'éperon de la Mola de Son Cotoner qui s'avance entre les chemins de Valldurgent et de Puigpuñent. De même, le Trias dolomitique s'étend au versant du Ram et y constitue contre le Néogène un épais plaquage qui forme tout le sommet coté 300 en $x = 6890 + 4100$; $y = 44^{\circ} + 1800$. Le point culminant conserve un peu de Jurassique.

Par contre, dès le versant de cette cote 300 qui fait face à Can Ferra et dès l'arête qui la rattache à l'éperon de Cana Lluisa, le Néogène pendant au S.E. apparaît sous le Trias.

On retrouve un dispositif analogue dans l'éperon qui, de Son Roca et de Can Calistro, vient barrer le ravin entre Son Cotoner et Son Serralta.

Cet éperon se rattache au pied des parois de Cana Lluisa par un petit ensellement utilisé par le chemin de Son Pont à Sobremunt. A cet ensellement même, est bâti Son Roca, presque sur le plan de charriage. Au Sud de la maison un petit témoin de dolomie triasique forme une bosse sur l'éperon. Si l'on suit ce témoin, on retrouve au Sud un nouveau diverticule de la fenêtre de Puig-

puñent, par lequel celle-ci se rattache à celle de Can Ferra; puis, descendant vers le torrent, on atteint très vite la dolomie claire du Trias, laquelle supporte le Lias entre les kilomètres 13 et 14 de la route. L'examen de la carte montrera que ce petit ensemble est séparé de celui de la cote 300 par un ravin, au fond duquel apparaît de nouveau le Miocène, sans doute à la faveur d'une ondulation de la surface de charriage. On y verra de même les relations de ce Miocène avec celui de la mine de Son Cotoner, les constructions et l'entrée de celle-ci étant toutefois sur le Trias.

Cette fenêtre est séparée de celle de Son Serralta par un éperon qui, s'abaissant depuis la cote 450 vient rejoindre, au fond du ravin, celui de Can Roca. La barrière élevée par ces deux éperons a été attaquée en deux endroits par le torrent. Un ancien lit passe au S.O. du cours actuel.

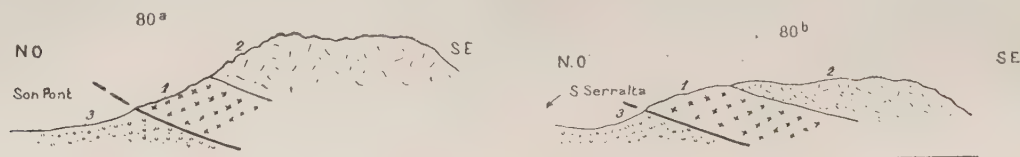


FIG. 80 — Disparition du Néogène de la fenêtre de Puigpuñent sous la Série II, de part et d'autre de la route de Puigpuñent. (Ech. de 1/10.000°.)

Il est emprunté par un chemin direct de Son Cotoner à Son Serralta. Entre les deux, s'élève une colline où le Trias, pendant au S.E., supporte du Lias calcaire, qui se relie d'une part à celui de l'éperon 450, d'autre part à celui de Can Roca.

Nos figures 80 a et b montrent comment très normalement le Miocène (3) de la fenêtre de Puigpuñent - Son Serralta disparaît sous la Série II, en face de Son Pont d'une part, près de Son Serralta d'autre part (1° Trias; 2° Calcaire Jurassique).

Réunissant les données que nous fournissent ces diverses fenêtres et le dispositif des masses en recouvrement, nous croyons être fondé à interpréter la coupe de ce tronçon de ravin comme le schématise notre figure 81. Elle ne représente pas une coupe observable, mais plutôt la projection — sur un plan vertical passant à peu près par les kilomètres 14 et 12 de la route — des accidents et des reliefs observables sur bord N.E. du ravin.

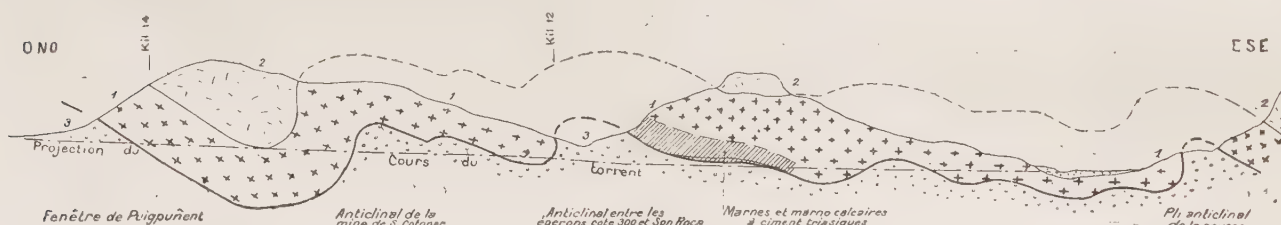


FIG. 81. — Coupe schématique des replis de la Série II et de la surface de charriage entre la source de l'embranchement du chemin de Vallurgent et la fenêtre de Puigpuñent. (Ech. 1/20.000°.)

1° Trias; 2° Jurassique; 3° Néogène.

L'ensemble de la masse charriée subissant un ennoyage transversal assez accentué, notre schéma a représenté, à l'aplomb du ruisseau, la masse liasique du sommet 300 à une altitude inférieure, afin d'exprimer ainsi cette inclinaison vers le S. O.

La carte donne les contours approximatifs du Lias et du Trias. Mais il convient d'examiner de plus près la question des mines de Son Cotoner et de Son Serralta.

Il y a une cinquantaine d'années, au dire des habitants, que dans cette région des paysans ayant trouvé des débris charbonneux dans les champs entreprirent quelques recherches. La guerre suscita de nouvelles entreprises, et une mine fut ouverte à l'intersection du chemin qui relie Son Cotoner à la route de Puigpuñent et du sentier direct menant à Son Serralta. On trouva un lignite réalisant presque les propriétés d'une houille¹, bien supérieur comme qualité à ceux du centre de l'île, mais en si faible quantité

¹ Renseignement dû à M. DARDER, qui en effectua l'analyse.

que l'entreprise, déficitaire, fut abandonnée. La mine est fermée et nous ne pûmes y pénétrer, mais nous avons pu étudier ses abords et les déblais qu'on en a retirés. La galerie attaque la dolomie du Trias, mais elle pénètre ensuite dans des conglomérats très écrasés, puis, après, dans des calcaires marneux très durs et charbonneux, où nous n'avons pu trouver aucun fossile déterminable, hormis des débris informes de *Mélanidés* et de *Planorbes*.

Nous avons dit plus haut que le bord de la fenêtre de Son Cotoner est à très peu de distance de la mine.

D'autre part, le banc de conglomérats traversé par la galerie semble, malgré son état d'écrasement, appartenir aux éléments du Miocène que nous connaissons par les autres affleurements de ce terrain. *Nous n'avons jamais observé de conglomérat du Trias moyen ou supérieur en aucun point de l'île.* Enfin les couches charbonneuses, par leur faciès — à défaut de fossiles déterminables — rappellent beaucoup les niveaux à lignites, connus ailleurs et jusque dans les Alpes, dans l'Oligocène et le Miocène. Il s'y ajoute ici des marno-calcaires bleuâtres à pyrites.

Nous croyons donc qu'il y a de fortes présomptions pour que le niveau à lignites, exploité jadis à Son Cotoner, appartienne au Miocène de la Série I et non au Trias de la Série II, qui le recouvre.

A priori, on serait tenté d'étendre cette conclusion à la mine de Son Serralta. Mais ici, nous avons pu voir, dans la mine, la couche à lignites, et nous avons observé, sur le terrain, qu'elle paraît subordonnée au Trias, mais aussi superposée à des calcaires sombres très différents des sédiments connus ailleurs dans le Miocène. La galerie qui s'enfonce dans la couche à lignite n'attaque ni dolomie triasique, ni conglomérats tertiaires. Nous avons recueilli dans cette couche *Melania cf. tuberculata*, forme qui, aux yeux de M. DEPÉRET, confirme tout à fait son attribution au Miocène.

Nous nous rallions volontiers donc à l'opinion d'après laquelle, ici encore, nous avons affaire à des lignites miocènes. Mais il fallait indiquer la raison tectonique spéciale qu'on a de douter de l'exactitude de cette hypothèse.

7. Le Néogène dans les fenêtres de Can Ferra et Son Cotoner. — Le Trias, pendant dans l'ensemble au S.E., domine de toutes parts le Miocène affleurant dans le ravin de Can Ferra. Les formations néogènes présentent ici une étroite analogie avec celles de Son Llabrès. Ce sont de puissantes lentilles de conglomérats à gros éléments souvent à peine roulés qui sont enrobées dans des grès et des marnes. On reconnaît dans ces conglomérats des fragments de dolomies du Trias, de Lias, voire de Tithonique, mais jamais ces cailloux roulés noirs, si caractéristiques et si abondants dans les poudingues nummulitiques.

Les grès, en général grossiers, admettent des bancs minces d'un grain plus fin. Dans les uns et les autres, on trouve de rares Amphistégines et des Lépidocyclines.

Ils passent par des transitions insensibles, ou, ailleurs brusquement, à des dépôts marno-sableux, à cassure bleuâtre dans la roche fraîche, mais à patine rousse, qui se fragmentent en aiguilles.

Ces marnes en certains endroits sont propres à la fabrication du ciment, et on utilise à cet effet celles des abords de Son Cotoner et de Son Perrelló.

Le diverticule de la fenêtre de Can Ferra qui passe au Nord de la cote 300 et celui qui sépare la cote 300 de l'éperon de Son Roca laissent observer un Miocène identique. Le sentier qui, de Sobremunt à Son Roca, suit la ligne de contact du Miocène et du Trias, traverse des conglomérats particulièrement importants.

La fenêtre des abords de la mine de Son Cotoner ainsi qu'un second pointement très exigü qui est coupé par la route de Puigpuñent vers le kilomètre 12,7 montrent surtout le faciès bréchoïde du Néogène.

En certains points, le ciment de ces conglomérats miocènes est si finement saccharoïde, si semblable à de la dolomie triasique, que, lorsque les éléments de la brèche sont eux-mêmes empruntés au Trias, il devient très délicat de décider si l'on a affaire à de la fausse brèche, à de la mylonite triasique ou à du vrai Miocène.

Nous aurons souvent à faire mention de ce remarquable « mimétisme ». Ici, il est déjà assez troublant, en particulier, aux abords du kilomètre 12 de la route.

HERMITE, pour le coup d'œil duquel nous ne saurions assez témoigner d'admiration, avait déjà observé les dépôts « flyschoïdes » du Miocène de Son Cotoner, Son Perelló, ainsi que ceux de Son Llabrès. Il les attribuait à juste raison au Tertiaire. Nous n'apportons donc ici qu'une interprétation moderne d'un fait anciennement connu.

8. La fenêtre de Puigpuñent et ses abords. — Dès le kilomètre 14 de la route, on atteint la large dépression au centre de laquelle est bâti le village de Puigpuñent. Peu de fenêtres sont plus nettement dessinées et sculptées par la nature.

On a vu comment le Trias de l'éperon de Son Roca la limite au S.E. Les parois triasiques qui supportent la lame de Cana Lluïsa la dominant à l'Est et au N.E., et le chemin de Puigpuñent à Son Vich permet d'observer la disparition du Miocène flyschoïde sous le « pont » triasique et jurassique du col d'Es Grau. La paroi s'incurve ensuite vers le Nord, puis au S.O., dominant toujours les terres labourées et ondulées de la cuvette de Puigpuñent. On arrive ainsi dans les jardins de Sa Forteza, auprès du chemin de Puigpuñent à Estallenchs. Ce chemin utilise, pour passer la paroi encerclant la fenêtre, un ravin qui descend de Sa Teulera. Il permet d'étudier les rapports des divers éléments tectoniques en contact.

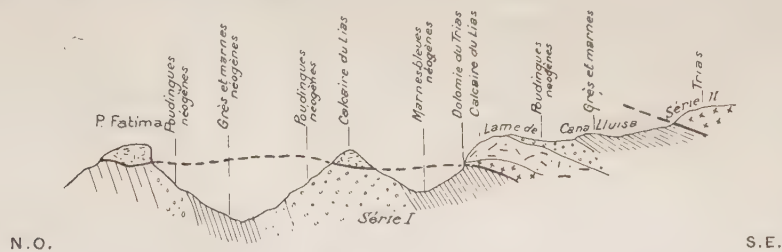


FIG. 82. — Coupe S.E.-N.O. de la bordure de la fenêtre de Puigpuñent.

On voit disparaître le Miocène, représenté par des marnes gréseuses, sous des dolomies triasiques litées ; sur ces dépôts apparaissent des calcaires à tubulures, du Trias moyen, puis vers Sa Teulera des argiles rouges du Keuper. De part et d'autre du ravin, des parois verticales montrent le Lias calcaire, continuation de la lame de Cana Lluïsa. Nous en étudierons plus loin le dispositif. Continuant le tour de la fenêtre, on arrive au vallon, suivi par le chemin du col de Galilea. Là, apparaissent des anomalies d'une explication encore malaisée.

Depuis les abords de la colline cote 300, le Trias qui repose partout sur le Miocène semble diminuer d'épaisseur, puis disparaît. Le Jurassique est alors en contact avec le Tertiaire de la fenêtre. Mais, vers le chemin de l'église de Puigpuñent à Galilea, ces calcaires eux-mêmes disparaissent, et c'est le Tithonique et le Néocomien qui viennent affleurer très plissés jusqu'au bord de la fenêtre.

L'analyse de la structure des hauteurs entre Valldurgent et Galilea sera faite plus loin.

Dès les abords de Hort de Abaix, nous retrouvons ce Trias dolomitique reposant, comme ailleurs, sur le Miocène, ce dispositif plus ou moins net se suit par Son Serraltá jusqu'à la route de Puigpuñent, point initial de notre examen du pourtour de la fenêtre.

Deux sommets, dressés dans le centre du bassin de réception du torrent, sont l'un et l'autre couronnés d'un témoin de la Série II (fig. 82).

Le premier d'entre eux est le Puig Fátima (465 m.). Cône tronqué, isolé, il est entouré à l'E. par un ravin au flanc duquel est accroché le sentier d'Es Grau, à l'O. et au N., par une dépression plus profonde et plus large occupée par des cultures. Notre coupe montre le témoin du sommet posé sur la tranche des plis des couches miocènes. Celles-ci sont caractérisées par les mêmes alternances de poudingues, de grès et de marnes que dans les autres fenêtres.

Le second témoin est plaqué sur la colline de Son Net, au N.O. de l'église de Puigpuñent et pend vers le S.O. Il repose sur des couches très similaires à celles de la figure 82.

Le Miocène de Puigpuñent est du reste très peu varié. Les cultures y sont établies sur tous les terrains meubles. Les conglomérats y comportent de gros éléments, dont certains formés de roches éruptives du Trias, font croire par leur abondance à des éruptions post-miocènes, alors que les Spilites n'y sont qu'en galets.

9. Le « pont » d'Es Grau. — La lame de Cana Lluïsa que l'on observe dans notre coupe (fig. 82) apparaît encore mieux si l'on étudie la coupe selon l'axe même du « pont » formé par les restes de la lame de Cana Lluïsa, entre le massif du Ram et celui du Planicié (fig. 83).

On y voit la lame complète, composée de dolomies triasiques, de calcaires du Lias et du Miocène. Les poudingues et les grès de ce dernier niveau recouvrent la cote 500 et s'étendent jusqu'à Son Metje où de grandes dalles de grès se montrent pétrées d'Amphistégines. Un peu à l'E. et au-dessus du chemin de Son Metje, à la tête du ravin S. de la cote 500, le Néogène, constitué par des grès et des marnes bleues, supporte

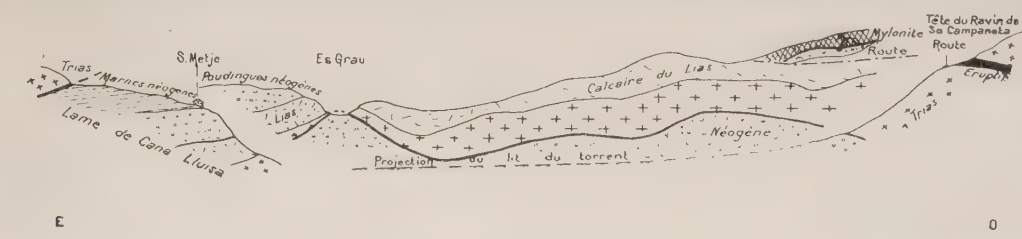


FIG. 83. — Coupe du « Pont » de Es Grau. (Ech. 1/15.000°.)

du Trias, qui, sans aucun doute, doit être relié à celui du Ram. Il est ici constitué par des dolomies. Plus au N.O. nous croyons y avoir vu des marnes irisées. En tout cas, la superposition du Trias au Néogène est la règle vers Can Mestre, Can Nova, etc. Descendant de Son Metje vers le chemin d'Es Grau, on passe des conglomérats miocènes à très gros blocs parmi lesquels dans les nids gréseux on observe des sections de *Clypeaster*, puis, vers le fond du ravin, on atteint le calcaire jurassique de la lame. Cette assise est peu épaisse et paraît s'effiler vers l'Ouest. Le Trias sur lequel elle repose est lui-même réduit. Ces deux terrains forment des escarpements au Nord et au Sud du ravin qui s'élève vers le col d'Es Grau, et dont le fond a atteint le Miocène correspondant à celui de la fenêtre de Puigpuñent.

Tout près du col, un accident local ramène du Néogène en contact avec le calcaire liasique.

Au Nord des maisons, la lame subit une inflexion synclinale et devient plus épaisse. La route d'Es Grau à Son Balaguer sinue dans le Lias en empruntant le « pont » de la lame, c'est-à-dire suivant la ligne de partage des eaux, pour gagner le versant Sud du Puntals et les fincas de Son Balaguer et de Sa Campaneta. Elle s'élève ainsi peu à peu, et contourne la tête d'un profond ravin, au haut du versant N.E. duquel s'élève Sa Campaneta.

Le fond de ce ravin est en Miocène.

La coupe (fig. 84) montre la disposition des terrains auprès de Sa Campaneta. La lame de Cana Lluïsa atteint Sa Campaneta. Mais elle semble toutefois laminée ou rompue entre le col et la maison, car il nous fut impossible de la retrouver à la tête du ravin, en sorte que l'on peut supposer que le Lias s'écrase entre ce col et Sa Campaneta.

Au N.E. du col, le Miocène ne semble du reste plus conservé dans la lame. La dernière trace que nous en connaissons est coupée par la route de Sa Campaneta, peu avant qu'elle atteigne la tête du ravin qu'elle contourne pour gagner la finca. Ce Miocène est formé de conglomérats assez mal individualisés, du reste, avec contact de mylonites.

On verra que, par contre, le Néogène de la lame de charriage semble conservé vers S'Ermita au N.E. du col.

Le dispositif d'ensemble du col d'Es Grau apparaît de façon remarquable si on l'observe

depuis les épaulements au N.E. de Can Mestre. Le Jurassique de la lame et le Trias, tranchés par une paroi verticale, dominent le Miocène du fond du ravin comme ils dominent à l'O. la fenêtre de Puigpuñent. A 1 kilomètre du col, en suivant la ligne de partage des eaux, le Lias, plus clair, disparaît sous le Trias, plus sombre, qui forme les contreforts boisés du massif Puntals-Planicié, et que couronne la puissante masse liasique des sommets.

10. Les Abords de Son Balaguer. — Du même observatoire, on peut avoir une excellente vue de la fenêtre de Son Balaguer. Le torrent que nous appellerons torrent de Sa Campaneta coule au S.E. et se jette au pied du promontoire de ce nom dans un second torrent descendu de Son Balaguer. Réunis, ils atteignent le torrent principal que nous appellerons torrent de Son Vich (à défaut de dénomination officielle) en face de Son Noguera. Enfin, à peu près parallèlement au torrent de Son Balaguer, un troisième ravin atteint le fond de la vallée, 300 mètres en aval de Son Noguera.

La fenêtre miocène, dont nous avons déterminé le bord O. en étudiant le col d'Es Grau, se distingue très bien dans son intégralité. Elle s'étend jusqu'en aval de Son Noguera et émet deux

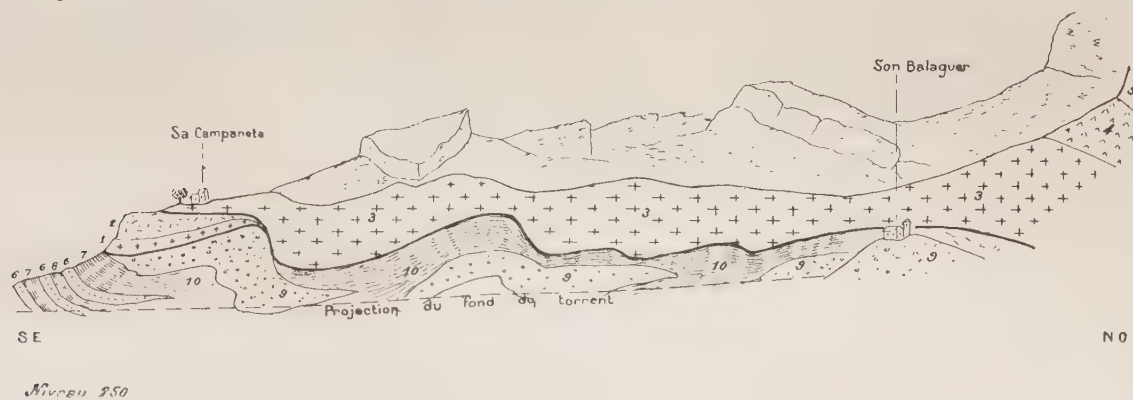


Fig. 84. — Coupe de la fenêtre de Son Balaguer. (Ech. 1/10.000°.)

digitations, l'une dans le vallon de Sa Campaneta, l'autre dans celui de Son Balaguer, séparées par l'éperon massif de Sa Campaneta.

Mais alors que la lame de Cana Lluïsa est nettement visible à l'O. de la fenêtre, elle disparaît au N.E.

Notre figure 84 schématise la coupe de l'éperon de Sa Campaneta. On y remarquera que le calcaire liasique [2] dès le promontoire de la ferme se montre très réduit et que nous ne l'avons pas retrouvé plus au N.

Les collines escarpées et boisées, qui occupent le versant de la montagne entre la ferme et le pied des parois de Puntals, sont entièrement constituées par des dolomies du Trias, litées en bancs de 0 m. 20 à 0 m. 80 et qui atteignent au moins 100 mètres de puissance [3]. Il semble que vers leur base apparaissent des calcaires à Fucoides. Vers le haut, les dolomies passent à des cargneules ou à des dolomies vacuolaires [4] auxquelles font suite les puissants calcaires des sommets [5].

Le Miocène de cette fenêtre présente le même faciès que les affleurements voisins. Ce sont des superpositions de grès [6] et de marnes bleues dures [7] parmi lesquelles un niveau montre une assez grande richesse en rognons blancs [8]. Enfin, dans la digitation de Son Balaguer prédominent les conglomérats [9] et les grès « flyschoides » [10].

La ferme même de Son Balaguer est sur le Néogène, ainsi que la route de Son Noguera. Mais, peu au-dessus, on observe le contact du Trias reposant sur les marnes gréseuses.

Nous avons mentionné ce Trias au chapitre premier et indiqué qu'il ne comporte que des cargneules et pas de marnes irisées,

Mais, si les argiles du Keuper manquent à cette coupe, nous allons les trouver non loin de là et dans une position bien particulière.

Si, en effet, on descend le ravin de Son Balaguer, on note au bas de la fenêtre l'étrange succession suivante : sur le Néogène reposent des marnes irisées, puis un calcaire massif qui paraît tout à fait identique à celui du Lias supérieur, sur lequel s'élève le puissant ensemble des dolomies litées.

Si cette observation, que nous n'avons pas eu le temps de vérifier depuis la guerre, est exacte, il faut admettre la rupture des dolomies triasiques qui, ailleurs, accompagnent la lame de Cana Lluisa, et que des argiles de Keuper, ou peut-être des couches de roches éruptives altérées si faciles à confondre avec les marnes irisées, se trouvent conservées à la base du Lias. Il n'en demeure pas moins qu'à Cana Lluisa, ou au bord de l'écaille à 200 mètres au S.E. de Son Noguera, c'est sur le Lias que l'on observe ces couches rouges.

Le bombement transversal qui a causé l'affleurement des dépôts miocènes au fond des fenêtres qui viennent d'être étudiées ne s'étend pas plus à l'Est. Dès Son Noguera on observe un pendage général à l'E.-N.E. Cette disposition des couches est cause que la fenêtre se ferme entre Son Noguera et Son Vich. Nous n'avons pu établir avec précision ce que devient la lame de Cana Lluisa au fond du ravin de Son Vich.

11. La Vallée de Son Vich. — Si, reprenant l'étude du ravin aux abords de Son Metje, on descend par la route de Son Vich, on longe le bord de la fenêtre jusqu'à 2 ou 300 mètres de Son Noguera. Là, sur les poudingues et les grès du Néogène, fortement inclinés au N.E., repose le Trias qui va, de ce point jusqu'à Sa Granja, constituer tout le fond et le bas des versants de la vallée.

Sur le côté N.E. du ravin, les assises dolomitiques du Trias semblent régulièrement empilées, litées en bancs de 30 à 60 centimètres.

Le versant du Ram paraît plus complexe et son étude est rendue particulièrement difficile par les cultures, la végétation et les éboulis.

Au-dessus de Son Noguera, on retrouve la lame de Cana Lluisa, mais là encore le Trias semble manquer à sa base.

La succession que nous avons relevée est en effet la suivante :

1° Marnes bleues miocènes écrasées.	
2° Poudingues passant au grès néogène.	2 m. 50
3° Grès sableux et marnes néogènes.	6 mètres.
4° Calcaire massif du Lias	12 à 15 —
5° Marnes irisées	10 —
6° Roches éruptives	6 —
7° Dolomies en bancs peu épais	14 à 15 —
8° Dolomies en gros bancs	25 —
9° Calcaire liasique du Ram.	

Passé cette région nous n'avons plus noté, vers l'aval, que des dolomies assez puissantes, pendant au N.O., et disposées de ce fait en plaquage contre le versant. A leur pied, aux abords immédiats de Son Vich, le chemin coupe des formations éruptives assez importantes. Ce n'est qu'un kilomètre plus bas que l'on retrouve, à la sortie du maquis qui s'étend presque jusqu'à la route, la possibilité d'établir une coupe.

A la base, c'est-à-dire aux abords du chemin, des dolomies en gros bancs pendent légèrement au S.E. (1). Les calcaires bleus à pistes (2) qui les recouvrent supportent des dolomies en lits très minces, onduleux (3); d'après les conclusions auxquelles est arrivé M. DARDER par l'étude d'autres gisements, les couches 1 et 2 pourraient se rapporter au Virglorien. Les dolomies ou calcaires dolomitiques lités (3) appartiendraient au Ladinien. Malgré nos recherches nous n'avons trouvé aucun fossile dans ces dépôts. Les marnes irisées assez puissantes ici représenteraient le Carnien (4). Sur elles, un niveau de cargneules occupe sa position normale (5). Mais par-dessus cet ensemble reviennent des dolomies ou calcaires dolomitiques gris en petites couches (6), puis des dolomies litées (7) dont la partie supérieure disparaît sous les éboulis tombés des parois de calcaire jurassique du Ram (8) qui dominent toute la vallée et font face aux parois correspondantes du Planicié.

Le pendage change un peu au N.O. de cette coupe, et il semble que ce soient les dolomies superposées aux cargneules qui forment les dalles plaquées contre le versant en amont de Son Vich, dont nous avons fait mention plus haut.

La partie supérieure de cette coupe est en contradiction avec les conclusions de M. DARDER d'après lesquelles les marnes irisées ne supportent plus de masses dolomitiques autres que les couches dites par lui supra-carniennes. Ici, les dolomies sont très nettement visibles.

Environ 1 kilomètre à l'Est de cette coupe, réapparaît le Miocène, dans la fenêtre complexe d'Esporlas. Quoique nous réservions l'étude de cette région pour un autre chapitre, nous donnons (fig. 85) une coupe de l'Ermita en direction de Sa Granja, afin d'achever l'étude de toute la montagne du Ram.

Sur le Miocène (1) le Trias est constitué par des dolomies litées (2) sur une trentaine de mètres d'épaisseur: à leur partie supérieure réapparaissent ici des roches éruptives (3) basiques, trop décomposées pour qu'il nous soit possible d'en établir la nature exacte. Après quelques couches marneuses jaunes (4) des masses de gypse couronnent cet ensemble. Elles sont enchâssées dans des argiles irisées (5) où prédomine la teinte rouge. A la partie supérieure de ce niveau jaillit, sous un empilement de très gros blocs tombés de la montagne, une source abondante. Les éboulis (6) masquent le haut de la coupe et, seule, la haute masse de calcaires liasiques du Ram (7) qui les domine apparaît aux regards.

Les dolomies litées que nous avons mentionnées au versant N.O. de la vallée semblent régulièrement disposées jusqu'aux abords de Sa Granja. Après avoir montré vers Son Vich un léger pendage à l'Est, elles se relèvent doucement. Nous avons noté dans le bas de la coupe des calcaires marneux à *Fucoïdes*.

Aux abords de Sa Granja, apparaissent, sous le Trias, des marnes bleues et des grès à *Amphistégines*. Dans les marnes, HERMITE avait déjà mentionné des *Pecten* qu'il attribuait au Tertiaire. C'est la continuation de couches néogènes de Son Valenti et de Puigpuñent.

Ces marnes affleurent ici entre la maison et la cote 450, dans l'angle formé par le chemin de Son Vich et la route de Bañalbufar.

12. De Puigpuñent au col d'Estallenchs. — Le Puntals et le Planicié sont, l'un et l'autre, bien que de façons diverses, constitués par des calcaires liasiques, dont les hautes parois dominent les collines ondulées, de Trias, qui forment leurs contreforts.

Cette couverture de Lias manque sur toute l'arête du col, sauf en quelques points où des débris de calcaires couronnent les dolomies. La plus grande partie des versants méridional et septentrional est constituée par ce Trias, lité en bancs dolomitiques de 20 à 80 centimètres, que l'on a vu être si puissants et si régulièrement disposés de Son Balaguer à Sa Granja. Cet ensemble arrive du côté de Puigpuñent jusque très près de la fenêtre, et ce n'est que selon une ligne passant par l'Hermita, la Cova, et les abords de la Teulera, que l'on voit apparaître, sous lui, les calcaires liasiques plus clairs et plus durs de la lame de Cana Lluïsa.

Le Miocène, si largement représenté à la partie supérieure de cette lame aux abords d'Es Grau, est, au contraire, très réduit ici. Nous n'y pouvons mentionner que des grès douteux, assez tendres, apparaissant dans des champs au-dessus de Son Covas, c'est-à-dire entre le Jurassique de la lame et le Trias qui le surmonte.

On a vu que vers la Teulera apparaissent des marnes du Keuper. En aval de cette maison, nous rejoignons le Trias de base et le Miocène de Puigpuñent sur lequel il repose.

Si l'on passe le col pour descendre vers Estallenchs, on chemine quelque temps sur des dolomies finement litées, à surface onduleuse, qui pourraient être carniennes, puis sur des dolomies en gros bancs, et, vers 550 mètres d'altitude, on retrouve le Jurassique de la lame de Cana Lluïsa. Au point où le sentier l'atteint, nous n'avons pas pu trouver trace du Miocène, mais nous croyons pouvoir rapporter à cette formation des grès et des marnes bleuâtres qui sont intercalés entre le Trias et le Lias, à l'O. du sentier.

Sous le Lias calcaire, épais de quelques mètres, le sentier entre dans des dolomies du Trias, qui sont recouvertes presque partout par des éboulis. De place en place, entre ces dépôts superficiels, apparaissent des terres rouges, dont on ne peut savoir au juste si elles sont colorées par du Keuper ou des roches éruptives décomposées. Enfin, plus bas, on aborde des marnes irisées, très nettes, puis, non loin de Son Fortuny, le Miocène de la Série I qui apparaît ici, sous la lame de Cana Lluisa, dans la même position et avec les mêmes faciès qu'à Puigpuñent.

Nous avons déjà eu l'occasion de donner les grandes lignes de ce dispositif tectonique en 1914, mais en faisant une grave erreur et une omission. M. DARDER, qui a repris l'étude de la coupe qui nous occupe, les a signalées avec juste raison.

L'omission est celle de la lame de Cana Lluisa dont nous n'avons pas parlé à ce moment, parce que sa présence n'ajoutait qu'un détail au fait nouveau qui était l'existence de phénomènes de charriage dans cette chaîne, et surtout parce que notre étude avait été trop incomplète pour nous permettre de donner, quant à cette lame, des précisions suffisantes.

L'erreur est d'avoir mentionné le Trias inférieur dans les terrains charriés, et elle provient d'une confusion avec des dépôts argilo-sableux rouges que nous avons reconnu, depuis, être simplement produits par la décomposition de roches éruptives incluses dans le Trias. C'est à une équivoque analogue qu'était due, de même, la mention, dans notre note préliminaire, du Trias inférieur dans la région de Puigpuñent.

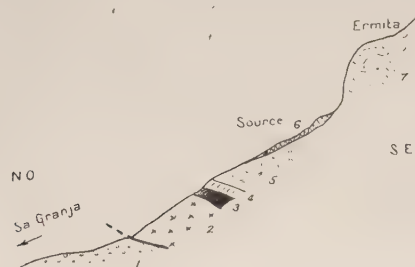


FIG. 85. — Coupe du bord Sud de la fenêtre de Sa Granja. (Ech. 1/10.000.)

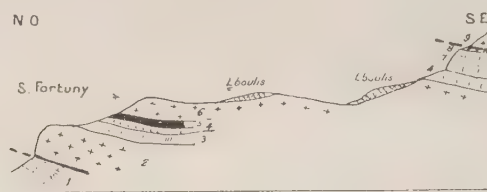


FIG. 86. — Coupe de la lame de Cana Lluisa en amont de Son Fortuny. (Ech. 1/20.000.)

Nous étudierons, dans un chapitre spécial, la série inférieure entre Valldemosa et Buñola. Il convient ici de reprendre la coupe entre Son Fortuny et le col d'Estallenchs, telle que M. DARDER nous l'a donnée [18 (fig. 42)].

Notre confrère y indique sur le Miocène les couches suivantes :

3° Caliza en capitas (Ladinien); 4° Marnes irisées; 5° Cargneules; 6° Calcaires supracarniens, puis une faille accompagnée de roches éruptives qui se seraient élevées verticalement à travers les couches inclinées du Trias.

Au-dessus de la faille recommence la même succession 3, 4, 5, 6, couronnée par du Miocène, qui constitue notre lame de Cana Lluisa. Nous sommes d'accord sur les grandes lignes. Nous avouons, par contre, n'avoir pu retrouver, sans doute faute de temps, tous les niveaux qu'il indique, et avoir noté une coupe légèrement différente, où, en particulier, les roches éruptives nous paraissent interstratifiées dans les dolomies triasiques qui reposent sur les marnes irisées (fig. 86).

La succession des couches s'y montre dans l'ordre suivant :

- | | |
|---|---|
| 1° Néogène, Série I. | |
| 2° Dolomies ladinienues, lame de Cana Lluisa. | |
| 3° Marnes irisées, | — |
| 4° Cargneules, | — |
| 5° Roche éruptive, | — |
| 6° Dolomies du Trias, | — |
| 7° Calcaire du Trias; | — |
| 8° Néogène écrasé, | — |
| 9° Dolomie du Trias, Série II. | |

La coupe à laquelle nous nous référons est prise 200 ou 300 à l'O. de S. Fortuny. Sur le Lias, nous y retrouvons le Miocène, contrairement à ce que nous avons mentionné plus à l'E., en suivant le sentier de Puigpuñent à Estallenchs. Du reste, cette lame et, en particulier, son Lias semblent ne pas s'étendre beaucoup à l'O. Elle disparaîtrait par rupture ou effilement au-dessous du P. Galatzó.

La Série II, proprement dite, reposant sur la lame de Cana Lluïsa, est décomposée par M. DARDER de la manière suivante : à la base, des dolomies en gros bancs du Virglorien (2), puis des calcaires dolomitiques ladinien en couches minces (3), des marnes irisées (4), des cargneules (5), et, pour constituer l'arête du col, des calcaires supra-carniens.

Là encore, nous sommes d'accord avec M. DARDER sur le fond. Toutefois, nous inclinons à attribuer au Lias les calcaires qui occupent les quelques petits sommets jalonnant l'arête. Ensuite, nous avons noté une puissance assez grande des dolomies « en capas » et l'absence de marnes irisées.

Ceci, en particulier, s'observe au Nord du P. Galatzó, aux abords du chemin d'Estallenchs à El Racho; notre travail étant une étude d'ensemble, nous ne nous attarderons pas sur ces détails.

13. Le Massif Puntals-Planicié d'Estallenchs à S'Arbosa. — Nous étudierons ici tout ce qui reste à examiner de la masse Puntals-Planicié, entre le col d'Estallenchs et les abords de la route d'Esporlas, à l'exclusion de toute la partie de sa base qui est constituée par la Série I.

On a vu plus haut qu'une puissante couverture de calcaires jurassiques reposait sur des cargneules, faciles à observer au-dessus de Son Balaguer.

On peut accéder à la surface supérieure de ces calcaires par un sentier qui emprunte une cheminée, au bas de laquelle passe la route forestière qui dessert le domaine de S. Balaguer.

Ce sentier passe la montagne par un léger ensellement à 1 km. 200 à l'Est du Puntals. Il traverse des lapiez en empruntant la zone d'écrasement d'une faille à peine oblique par rapport à la direction présumée de la poussée, et atteint une route d'exploitation, taillée dans le calcaire, qui, par de nombreuses sinuosités, descend sur la maison de S'Arbosa. Sur ces énormes surfaces calcaires transformées en lapiez ou couvertes de cailloutis, nous n'avons pu trouver aucun repère stratigraphique. Des cassures, puis au-dessus de Bañalbufar — c'est-à-dire dans la partie supérieure du flanc Nord de la cote 920 — une bande herbeuse inaccessible, prise entre des couches calcaires obliques, montrent que le détail de ce massif est plus complexe que ne semble l'indiquer au premier abord son allure tranquille. Nous avons interprété hypothétiquement ces particularités, de la manière qui paraissait le mieux en harmonie avec le style général de la tectonique de cette région, et avec l'épaisseur des calcaires jurassiques, qui serait ici bien moins grande, si aucune faille n'en exagérait la puissance apparente (pl. III, coupes XXII et XXIII).

Quoi qu'il en soit, l'ensemble du calcaire jurassique, gauchi et incliné vers le N.E., s'abaisse fortement depuis le Planicié. Les falaises qui le délimitent presque de toutes parts, en dominant le Trias, ne sont pas marquées sur la carte d'Etat-Major.

Le Trias, sur lequel reposent ces calcaires, est très variable en composition et en puissance, selon les endroits; mais, dans l'ensemble, est analogue à celui du Sud du massif.

Les coupes que l'on peut relever entre Estallenchs et la Finca de Planicié sont, en partie, masquées par des éboulis. Nous en donnons ici un aspect hypothétique.

Si l'on s'élève de la route de Bañalbufar, en direction du Puntals, une fois passé les puissants dépôts néogènes de la Série I, on atteint des éboulis qui recouvrent le Trias et entre lesquels pointent, de place en place, des affleurements dolomitiques et des débris de roches éruptives. On atteint ensuite un niveau douteux de marnes irisées, puis des calcaires dolomitiques veinés de roux que, ailleurs, nous avons coutume de considérer comme appartenant au Lias inférieur. Au-dessus, les calcaires clairs du Jurassique forment un bombement puissant, séparé de la paroi même du Puntals par de vastes éboulis.

Mais si l'on appuie vers le chemin de Puigpuñent, on voit que les calcaires subordonnés aux éboulis semblent appartenir à la lame de Cana Lluïsa, et que, sur eux, viennent des dolomies litées, analogues à celles du pied S. de Puntals, et qui sont sans doute la suite de ces dernières. C'est sur ces dolomies, dont le détail ne nous fut pas accessible, que reposent les calcaires du massif Puntals-Planicié.

Si l'on traverse les éboulis en direction de la cote 300 N. de Son Serralta de Adalt, on observe sous les maquis des traces d'argiles bariolées superposées au calcaire liasique de la lame, qui s'abaisse assez fortement vers le N. Un niveau de marnes vertes et violettes, visibles en certains points du maquis, au S.O. de Son Serralta de Adalt, puis des dépôts de Trias, dont la décomposition a permis de cultiver les terres entourant cette ferme, feraient partie du même ensemble triasique reposant sur la lame de Cana Lluïsa dépourvue ici de son Miocène.

Le chemin montant de la route de Bañalbufar (k. 31,3) à Planicié permet d'étudier, bien qu'imparfaitement, un segment un peu plus étendu des contreforts du massif qui nous occupe.

Il s'élève sur l'éperon qui sépare Estallenchs de Sa Menta et passe du Miocène de la Série I au Trias dolomitique qui le recouvre. Il tourne au S.E., remonte le long du flanc O. le ravin de Sa Menta, et ne tarde pas à passer du Trias aux éboulis qui recouvrent si largement ce versant de la montagne. De ces éboulis émergent des blocs de calcaires qui nous paraissent être en place et représenter le Lias de la lame, graduellement abaissé, des bords du Puntals vers le N.

Le contact de ces calcaires avec les autres terrains est masqué par les dépôts superficiels, mais le chemin entame bientôt, sous ceux-ci, des marnes gris bleu à rognons blancs, puis des grès, enfin, vers le point où il traverse le ravineau pour gagner Planicié, des couches « flyschoides » très caractéristiques. On est donc ici sur le Miocène de l'écaïlle. Les abords immédiats du ravin montrent la coupe (fig. 87) prise au S.O. de la Finca de Planicié. Immédiatement au N.E. de ce Prédio, un éperon, au-dessus duquel passe la route de S'Arbosa, montre le Trias reposant sur le Miocène (fig. 87 b).

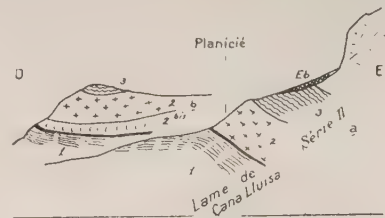


FIG. 87 — Coupe des abords de Planicié.
(Ech. 1/5.000°.)

Le Miocène de l'écaïlle de Cana Lluïsa (1) supporte les dolomies litées de Virglorien (2), puis des calcaires dolomitiques à Fucoides (3) peut-être ladinien. Des éboulis masquent les autres termes du Trias. Les falaises dominant le versant sont en calcaire du Lias (4). Dans la coupe (87 b) des cargneules jaunes (2 bis) s'intercalent entre le Miocène et les dolomies.

Si, au lieu de suivre le bord S.O du ravineau, on en étudie le versant N.E., on observe une coupe analogue, où le Miocène est bien développé (fig. 88).

La coupe de bas en haut montre, depuis la mer :

1° Werfénien	} Série I.
2° Néogène.	
3° Dolomies du Trias	
4° Calcaire du Lias	} Série II.
5° Calcaire dolomitique.	
6° Calcaire du Lias	
7° Dolomies douteuses	
8° a Marnes gréseuses néogènes	
8° b Grès et conglomérats néogènes	} Série II.
8° c Marnes bleues néogènes	
9° Dolomies du Trias.	
10° Dolomies citées (Ladinien).	} Série II.
11° Calcaire du liasique du massif du Puntals.	

Les couches 3 à 7 paraissent se suivre dans un ordre anormal. Si leur présence se vérifie et si certains affleurements (7) ne sont pas dus à des roches éboulées, il semble qu'on y pourra voir un repli local de la lame de Cana Lluïsa. La paroi composée des couches 3 et 4 s'observe facilement depuis la fontaine de Sa Menta au kilomètre 29,2 environ de la grande route. On y voit assez nettement une disposition discordante (fig. 88). Mais nous ne saurions préciser s'il y a eu discordance de stratification ou si c'est là un accident mécanique.

La lame de Cana Lluïsa ne tarde pas à diminuer de puissance vers le N.E., et à s'effiler comme on peut

l'observer vers S'Arbosa. La croupe séparant la région de Planicié de S'Arbosa¹ (fig. 89), montre, à sa partie supérieure, l'ensellement par lequel passe la route de Planicié à S'Arbosa qui est formé de dolomies triasiques (11) en bancs minces, reposant sur des dolomies plus épaisses (9) accompagnées de roches éruptives (12). En aval, on observe sous les éboulis le Miocène constitué par des grès et des marnes bleuâtres (8 b). Au-dessous de nouveaux éboulis boisés, on atteint le versant de la cote 300. L'archiduc LOUIS SALVATOR, y fit construire un mirador d'où l'on jouit sur toute cette partie de la côte d'une vue remarquable. Ce Mirador est établi sur des calcaires gréseux zoogènes du Miocène où l'on peut observer des sections de *Pecten*, des Amphistégines et des sections de *Lépidocyclines* (8^a).

Immédiatement sous eux, une paroi, d'environ 30 mètres, semble représenter tout ce qui reste ici du Secondaire de la lame de Cana Lluïsa, calcaire du Lias (4) et dolomie (3) reposant sur le Miocène (2) de la Série I

Si nous prenons le chemin de Planicié à S'Arbosa, nous observons que, après être descendu sur le Trias par des lacets à peu près jusqu'à l'altitude de 300 mètres, il arrive sur un large replat, compris entre le pied du Jurassique du Planicié et les falaises dominant Bañalbufar, qui s'étend vers le N.E., jusqu'aux abords de Son Greus.

Mais ici, ayant passé par le ravineau de Can Rafal, le chemin contourne une petite croupe émoussée constituée par des calcaires jurassiques qui reposent sur le Trias, celui-ci paraissant assez réduit et chevauchant vers le bord de la falaise de Bañalbufar des couches écrasées de Miocène.

Dans le rentrant du ravineau d'El Rafal, tout près de la bifurcation de la route de Planicié et de celle d'El Rafal, on trouve, sous le Trias, un affleurement de Miocène, jalon entre celui du Mirador et celui du bord de la falaise de Bañalbufar.

Il est possible que ce Miocène se poursuive sous le Trias, aux abords de S'Arbosa : nous ne l'avons pas vu. Il nous fut de même impossible de décider si c'est le Lias ou le Trias de la lame qui forme la falaise de Bañalbufar. C'est hypothétiquement, et en nous basant sur la disposition des roches, que nous avons établi les rapports indiqués par notre carte.

14. Le Pied du P. Planicié, de S'Arbosa à Sa Mosquera. — Nous ne donnons qu'en hésitant la coupe de la montagne aux abords E. de S'Arbosa, car, l'ayant relevée au début de nos recherches sur Majorque, elle n'a pas été vérifiée depuis. Toutefois, dans des grandes lignes, elle concorde avec la mention que M. DARDER fait ici d'un niveau miocène sous le second plan de charriage ([18] p. 46), la succession de haut en bas montrerait le calcaire jurassique de Planicié, des dolomies du Trias d'environ 150 mètres de puissance, puis des argiles rouges, peut-être simplement produites par la décomposition de quelque roche éruptive. Sous cet ensemble qui constitue la corniche de S'Arbosa, viendrait une bande de calcaires massifs, puis du Néogène formé de grès bleus à sections bivalves, de grès marneux gris bleu et de grès grossiers, ces deux derniers niveaux alternant plusieurs fois; enfin, après un banc de calcaire liasique on atteint le Trias qui constitue la majeure partie de la falaise dominant les dépôts néogènes de Bañalbufar.

Cette coupe montrerait la continuation de la lame de Cana Lluïsa. Nous en trouverons un dernier vestige douteux près de Son Senutjes.

A partir de S'Arbosa, la route parcourt, en sinuant, la topographie très pittoresquement modelée, du Trias de base de Planicié. Elle rejoint, vers l'E., la route royale au kilomètre 18,8.

De S'Arbosa à ce dernier point, elle traverse l'important contrefort qui, du Planicié, se dirige vers le N. et forme le sommet arrondi de Planas, dominant directement la mer.

Toute son étude encore est à faire. Nous ne pouvons pas déterminer où et comment s'achève la lame de Cana Lluïsa, pas plus que nous ne pouvons donner des éclaircissements précis sur la stratigraphie du Trias dans ces bois, malgré que l'allure relativement calme des couches paraisse se prêter à une analyse approfondie de leurs rapports.

¹ Notre figure conjugue les coupes de l'éperon du Mirador et d'un second éperon qui se trouve à 250 mètres au S.O. du premier.

Dans l'ensemble elles se présentent comme une superposition puissante de dolomies litées, dans lesquelles l'érosion a sculpté les détails d'une topographie extrêmement fouillée.

Un double ravin assez important limite ce promontoire au S.O. La route s'y insère entre S'Arbosa et Son Senutjes. En aval de la route au flanc S.O. en $x = 6^{\text{e}}90$; $y = 44^{\text{e}} + 9000$, près Son Senutjes apparaît un conglomérat douteux que nous serions tenté de rattacher au Miocène et qui représenterait alors un nouveau jalon, propre à déceler le prolongement de la lame vers l'E.

Mais les abords de Son Senutjes ne montrent que des dolomies en gros bancs et des marnocalcaires en plaquettes du Trias, pendant légèrement au N., accompagnés de marnes irisées. Ces dépôts se retrouvent après les maisons de Son Greus.

Un kilomètre plus à l'E., la route atteint les calcaires en plaquettes à *Fucoïdes*.

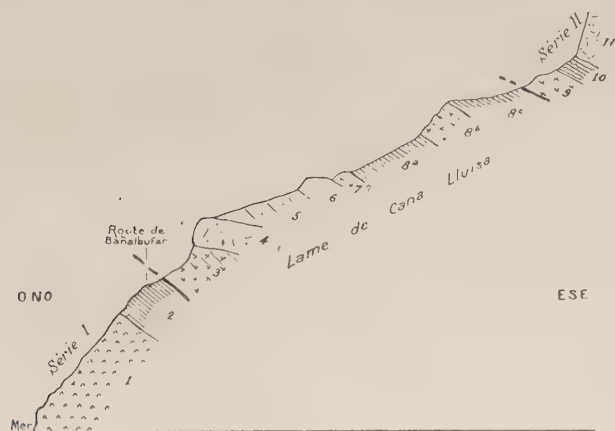


FIG. 88. — Coupe de la lame de Cana Lluïsa le long du versant N.E. du ravin de Sa Menta. (Ech. 1/10,000°).

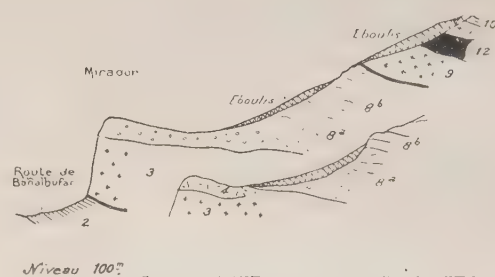


FIG. 89. — Coupe de l'éperon du Mirador-Atalaya de Bañalbufar. (Ech. 1/10,000°).

Ces dépôts, dont aucun fossile ne nous a permis d'établir l'âge précis, se présentent ici avec des successions singulièrement complexes, dont il est illusoire de vouloir donner la coupe détaillée, en l'absence de tout reste organisé autre que les *Fucoïdes*.

Peu avant que le chemin atteigne la route nationale, on observe, dans le Trias, des roches éruptives, ou tout au moins des débris rouges, et du gypse.

A l'embranchement de ces deux voies apparaît le Miocène vertical. C'est la Série I qui remonte brusquement par une sorte de flexure transversale. Il ne serait pas impossible qu'il y eût réapparition, sinon de la lame de Cana Lluïsa, du moins d'un accident similaire.

Si, en effet, ayant passé le kilomètre 19, en direction d'Esporlas, on étudie l'amont de la route, on aperçoit dans les chênes-liège, malheureusement assez touffus, le Miocène de la Série I qui disparaît sous des marnes irisées et des éboulis. Suivant le chemin de forêt qui gagne Sas Mosqueras par la montagne, on ne tarde pas à atteindre une masse assez importante de calcaire jurassique, que le chemin contourne par l'amont, et sur laquelle paraît reposer à son tour du Trias dolomitique.

A l'aplomb de cet affleurement, la grande route longe une autre masse de calcaire jurassique qui supporte une mince couche de grès à *Amphistégines* et du Trias.

Ce Miocène est-il le reste de celui de la Série I rompu par la flexure? Dans ce cas, le Lias que contourne le chemin forestier représente une lame de charriage.

En tout cas, cette lame ne semble pas pénétrer profondément sous le Trias du pied de l'éperon 650 par lequel s'achève vers l'Est le massif du Planicié; et les dolomies et les calcaires à pistes, très puissants, reposent avec une allure tranquille sur le Miocène de Sas Mosqueras qui se poursuit tout le long des montagnes, par le Claret, le Mirador, Can Reys, et Miramar, jusqu'après Deyá.

Par l'examen rapide de cet éperon nous sommes revenus à la cote 450 dont nous avons déjà dit qu'elle limitait au N. la fenêtre de Sa Granja.

Pour achever ce chapitre il nous reste à jeter un très bref coup d'œil sur le Trias qui domine Son Buñola et qui constitue le col de Bañalbufar.

Entre le kilomètre 19 et le kilomètre 20 de la grande route, un éperon effilé sépare deux ravins dans le fond desquels nous allons décrire les formations tertiaires de la Série I, savoir à l'E. le ravin de S. Balaguer, à l'O. celui de Son Valenti.

Cet éperon est constitué par du Trias qui recouvre le Miocène; assez épais vers la moitié de l'arête, les calcaires dolomitiques sont, eux, très minces auprès de la route. Une maison ayant été construite en 1913 en ce point, nous avons trouvé, au fond des excavations destinées à ses fondations, les marnes miocènes sous 1 mètre de Trias en place.

Les formations triasiques charriées augmentent d'épaisseur vers l'O., du fait de l'abaissement transversal de la surface de contact anormal, et les dolomies du Trias forment une masse épaisse au P. Planas.

Cette montagne comporte aussi des dolomies du Virglorien, des calcaires dolomitiques en bancs minces et des calcaires à pistes.

Au col de la route de Bañalbufar pointent des roches éruptives visibles dans la forêt, trop décomposées pour être déterminables. D'autres roches éruptives, par contre, s'observent dans le Trias qui domine immédiatement Son Buñola. Ce sont des Microgabbros à olivine et pyroxène titanifère, c'est-à-dire des roches filoniennes. Il est évident pour nous qu'elles ne traversent pas le Miocène sous-jacent et que le filon a été cisailé par le charriage, la partie incluse dans le Trias ayant seule été transportée dans cette position.

Non loin du grand lacet de la route, entre les kilomètres 21 et 22 affleurent les marnes irisées de Keuper, avec grand développement de gypse vers le haut du col.

CHAPITRE VIII

LA SÉRIE I DU PUERTO DE CANONGE A C'AN CERDA

La série inférieure ne peut s'étudier, hormis sa couverture de terrains néogènes, que par sa tranche, c'est-à-dire sur le bord septentrional de l'île. Affectée de fortes ondulations transversales par rapport à la direction principale de poussée, elle disparaît sous la mer en divers endroits. Ailleurs, elle s'élève si brusquement que la continuité de ses couches n'a pu être établie avec certitude.

Dans la partie occidentale de la chaîne, ces accidents divisent très nettement les segments dont l'étude peut être faite en une fois. Ce sont : premièrement, le segment compris entre la grande flexure de S. Valenti et du Puerto de Canonge et les abords ouest de C'an Cerda, où les masses secondaires du P. Esclop s'abaissent jusqu'à la mer, et où la Série I, disparaissant sous elles et sous les flots, cesse d'être accessible à nos investigations — c'est de ce tronçon que nous allons entreprendre la description dans le présent chapitre — ; secondement, le segment compris entre la réapparition de la Série I entre le Descarregadó et la Trapa. L'île de Dragonera paraît s'y rattacher, et nous l'étudierons en même temps que ce deuxième tronçon au chapitre XII.

1. **Le Vallon de Son Valenti.** — On a vu au chapitre précédent que la Série II reposait sur la Série I tout le long du versant Nord de cette partie de l'île, et que, à l'Est du P. Planas, c'est-à-dire à la limite N.E. de la zone dont nous entreprenons ici la description, les vallons de Son Valenti et de Son Buñola permettaient d'étudier le substratum des éléments charriés d'une façon assez complète.

Dans le vallon de Son Valenti, le Néogène qui, ailleurs, est subhorizontal, se redresse presque jusqu'à la verticale, les tranches de ses couches étant orientées S.E.-N.O., selon la direction même du ravin : il en résulte que les terrains du flanc S.O. du barranco représentent la couverture charriée du Miocène et que le flanc N.E. qui lui fait face est constitué par les terrains du substratum de ce Miocène (fig. 90).

La Série I n'est ici composée que de deux termes : le Werfénien, et, discordant sur lui, un Miocène assez puissant. L'un et l'autre apparaissent à la faveur d'une large échancrure des terrains susjacents qui a reporté les falaises rocheuses à 2.500 mètres de la côte environ.

Ce Werfénién, normalement formé de grès micacés rouges ou blancs, comporte, en amont de Can Amo Juan, des bancs de grès plus fins et plus durs, blancs, lités en lamelles de 8 à 10 millimètres, montrant d'abondantes traces charbonneuses; vers la Teuleria, entre les bancs gréseux, se trouvent des argiles.

Le Werfénien supporte, en amont du Puerto de Canonge, des formations dolomitiques indéterminées et dont la partie supérieure est représentée par un complexe de bancs très dolomi-

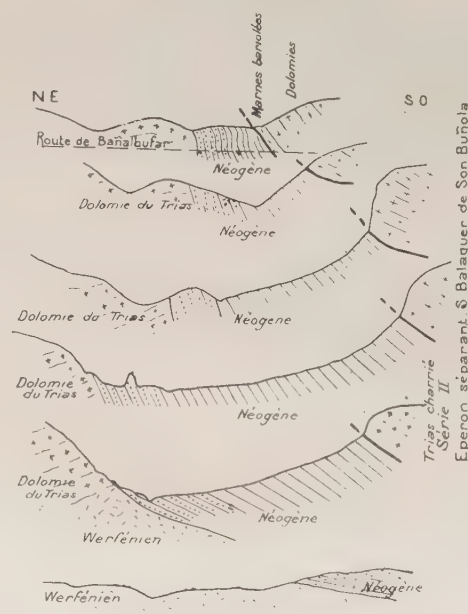


FIG. 90. — Coupes en série du Néogène redressé dans le vallon de Son Valenti. (Ech. 1/10.000^e.)

tisés, alternant avec des lits de marnes de couleur lie de vin et vertes, qui constituent en partie le versant N.E. du ravin de Son Balaguer.

Le Néogène ne repose pas partout sur les mêmes termes de la Série sédimentaire. Déposé sur la tranche de couches largement attaquées par l'érosion durant les temps anté-miocènes, il est transgressif dans le bas de la coupe sur le grès bigarré.

Dès les abords de Son Balaguer, il se redresse, et ses couches, fortement inclinées au S.O., s'appuient contre la tranche de bancs dolomitiques, que les hasards des plissements ont presque ramenés, ici, à l'horizontalité.

L'étude du Néogène de Son Valenti, dont les couches médianes seules contiennent *Pecten præscabriusculus* FONT., a été faite chapitre VI, fig. 65, p. 169.

2. Vallon de Son Buñola (fig. 91, coupe II). — L'éperon qui sépare le vallon de Son Balaguer de celui de Son Buñola est, on l'a vu, couronné de dolomies litées et de calcaires à Fucoïdes, en bancs minces, du Trias.

Le Néogène de la dépression de Son Buñola repose sur le grès bigarré, qui n'affleure qu'en une étroite bande, graduellement rétrécie vers le S.O., et qui se termine non loin de la Punta des Coralfals.

Cette disparition du Trias de base sous le niveau de la mer correspond, d'une part, à une inflexion trans-synclinale de toute la masse, d'autre part, à un léger plongement vers le N.O. de la Série II dans le massif de Planas. Notre carte en indique l'allure et montre les abrupts triasiques qui, de l'Escuy à la Punta Galera, dominant directement la mer.

Du fait que le Néogène ainsi que son substratum ont subi cet ennoyage, la côte, entre les points indiqués, ne montre plus qu'une mince frange de marnes néogènes, dominée par le Trias de la Série II (fig. 91, profil en long).

3. La Dépression de Bañalbufar jusqu'à la Punta Vergé (fig. 94, coupes IV à VII). — La dépression dans laquelle est bâti le village de Bañalbufar est, comme celle que nous venons de mentionner, à l'E. du P. Planas, dominée au N.E., à l'E., au S., par une haute falaise de Trias et de Lias, qui est constituée par les éléments de la Série II et de la lame de Cana Lluïsa; elle ne mesure guère plus de 1 kilomètre entre la mer au N.O. et les parois qui l'enserrent. Les dépôts miocènes forment presque la totalité des coteaux plantés de vignes qui s'abaissent en pente assez rapide du pied des parois — qui se trouve vers 200 mètres d'altitude — jusqu'à la mer. Les terrains secondaires, sur lesquels le Miocène s'est déposé en transgression, apparaissent réduits à une mince frange le long du rivage. Mais ils se relèvent fortement vers l'O., et le relief de l'éperon de la tour de Bañalbufar est dû à la dureté relative du Trias qui le constitue, le Miocène ne se montrant plus ici qu'en une étroite bande, pincée entre ce substratum et les masses charriées de la falaise, qui se rapproche ici de la mer.

Le Miocène de Bañalbufar est, sans conteste, le même que celui de S. Buñola. Mais ici le faciès marneux y prédomine, tandis que les poudingues et conglomérats y sont peu développés, pour autant que les cultures et les habitations permettent d'en juger.

Le rivage nous apporte des documents d'un très vif intérêt, parce qu'il donne une coupe des plissements anté-miocènes.

La figure 91 est un schéma longitudinal du versant de l'île, entre la Punta de Sa Cova et la Punta de Son Serralta, complété par les profils transversaux les plus caractéristiques. Étudiés notre carte en main, ces dessins dispenseront de tout commentaire.

4. La Côte entre la tour de Bañalbufar et la dépression d'Estallenchs. — Depuis la tour de Bañalbufar, le peu d'épaisseur à laquelle se trouvent réduites les couches miocènes et l'importance relative de la lame de Cana Lluïsa, qui les chevauche, sont cause que le versant de l'île est ici très abrupt (voir profils, VIII-X).

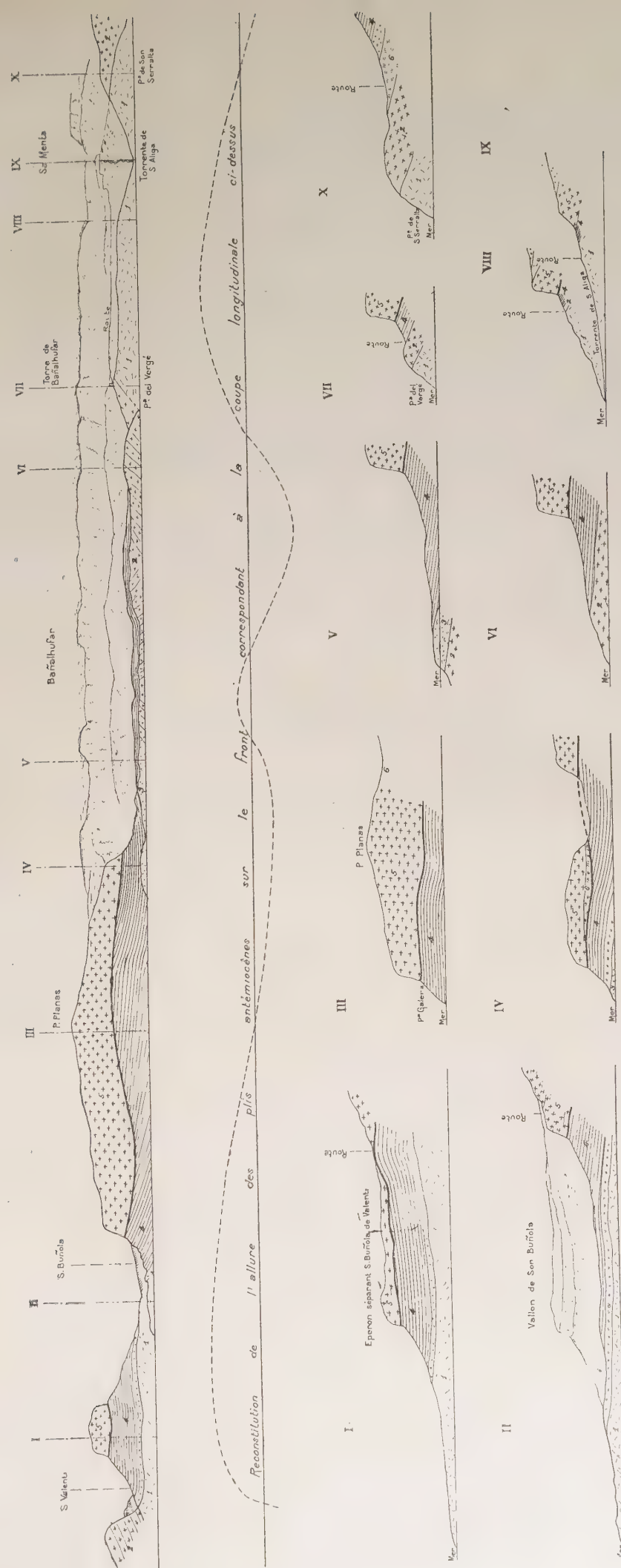


FIG. 91. — Coupe schématique de la côte de Majorque, entre Son Valenti et la Punta de Son Serralla.

Les profils I à IX correspondent aux traits affectés des numéros correspondants sur la coupe longitudinale.
1, Werfénien; 2, Dolomies et calcaires du Trias moyen et supérieur; 3, Calcaire liasique de la Série I; 4, Néogène;
5, Dolomies et calcaires du Trias charrié (Série II, lame de Cana Llusa); 6, Marnes du Keuper.

A la Punta de Son Serralta, nous retrouvons, sous le Néogène, le Trias décrit chapitre 1 (fig 4). La route, un peu avant le kilomètre 30, passe sur des calcaires à *Fucoïdes* du Ladinien.

Au col apparaissent les argiles barriolées du Keuper.

Au S. de la route, non loin du kilomètre 30, on voit un banc ou un bloc de calcaire liasique. Il ne serait pas impossible que là, comme à l'E. de Bañalbufar, fussent conservées quelques assises jurassiques du substratum du Miocène.

Peu après le col, que la route passe entre les kilomètres 30 et 31, on atteint de nouveau le Néogène, que l'on ne quittera plus jusqu'à l'O. d'Estallenchs, et qui devient ici très épais.

5. **Estallenchs.** — On trouvera, chapitre I, p. 30, la coupe du Trias du vallon d'Estallenchs.

L. W. COLLET [15] signale un petit détail morphologique que nous avons pu vérifier à notre tour.

A la Cala de Estallenchs, on observe contre le rivage, à l'O. du cours actuel du torrent, deux anciens lits creusés dans le Trias, puis comblés par des alluvions qui en dépassent les bords pour former une petite terrasse.

La terrasse est environ à 15 mètres d'altitude; mais, comme on ne sait à quelle distance de la côte se trouvait ce point, cette indication ne saurait servir à fixer le niveau de base d'alors.

6. **La Série I d'Estallenchs à sa disparition au pied du Grao.** — C'est à la hauteur d'Estallenchs que la série inférieure présente le plus d'épaisseur. On a vu que, déjà, la croupe qui limite la dépression d'Estallenchs à l'Ouest montrait l'arrasement partiel du Trias. Plus on appuiera vers Es Grao, plus cette série se réduira.

Dès la pointe de Cas Chocolaté, le Werfénien de base s'enfonce au-dessous du niveau de la mer.

Les dolomies du Trias bordent le rivage, puis c'est au tour du Miocène, abaissé par un large plissement transversal, d'arriver au bord de la mer.

Le Miocène est assez malaisé à suivre. Depuis le col que passe le chemin, après avoir gravi par de nombreux lacets l'éperon O. d'Estallenchs, on observe qu'il est recouvert par des bancs de dolomies triasiques entrecoupés d'argiles vertes. Cette masse, qui représente la base de la Série II, est extrêmement broyée.

Mais la bande de Néogène et la surface selon laquelle le Trias la chevauche s'abaissent vers l'Ouest. Le ravin de Cas Chocolaté est pris en sautoir par l'affleurement du Miocène, qui passe en aval du Can Cerda pour disparaître au-dessous du niveau du rivage en $x = 6.280 + 1.000$; $y = 44 + 5.300$.

CHAPITRE IX

LE MASSIF DU PUIG GALATZÓ ET DU PUIG ESCLOP

(Profils XV à XIX, pl. II¹.)

1. **Puig Galatzó.** — Les ondulations transversales de la surface selon laquelle le Trias de la Série II repose sur le Miocène de la Série I indiquent assez bien l'allure des gauchissements des terrains charriés, et, en particulier, la forte élévation transversale de toutes les assises aux abords d'Estallenchs.

L'incurvation trans-anticlinale atteint son maximum d'amplitude à la hauteur du village d'Estallenchs; c'est à la faveur de ce bombement que les calcaires jurassiques sont portés au P. Galatzó à des altitudes considérables, et que l'arête triasique qui réunit le Puntals au P. Galatzó, bien que dépassant 600 mètres, n'en porte plus qu'un ou deux débris.

La puissante masse du P. Galatzó paraît presque essentiellement constituée par des calcaires du Lias. Mais les grandes complications tectoniques que nous aurons à décrire, dès le versant occidental de cette montagne, nous portent à penser que l'ensemble qui nous apparaît comme une énorme saillie de couches jurassiques sera sans doute, plus tard, divisé en plusieurs éléments, ou entassés, ou dressés les uns contre les autres, ou, au moins, fortement gauchis.

On a vu comment le Trias et ses divers termes reposaient sur le Miocène aux abords de Son Fortuny. Il est assez difficile de suivre latéralement ces niveaux, car l'écrasement déforme ici ou défigure ce que les terres cultivées et les éboulis ne cachent pas.

Dans l'ensemble, tout le versant qui s'étend de S. Fortuny au pied des parois E. du P. Galatzó est constitué par du Trias. On y observe des calcaires à Fucoides et, dans la partie supérieure, des dolomies. Nous n'avons pu retrouver la continuation de la lame de Cana Lluisa, et les trois coupes que nous avons faites ne nous ont montré que le Trias. Il est probable qu'elle s'effile ou se rompt dans cette zone.

Le sentier qui accède au P. Galatzó gravit les pentes triasiques au S. de Son Fortuny, jusque non loin de l'arête qui sépare le versant d'Estallenchs de celui de Puigpuñent, afin de profiter d'une coupure dans les calcaires, qui permet de passer les hautes parois verticales du Jurassique, partout ailleurs inaccessibles. Une fois atteinte la partie supérieure de ces parois, le sentier bifurque, l'une de ses branches passe entre les sommets 687 et 732 séparant le P. Esclop du P. Galatzó pour gagner la région d'Escapdellá par la Finca de Galatzó, l'autre, à peine tracée dans les lapiez, gravit la masse calcaire du sommet 1024. Tantôt on y observe des calcaires saccharoïdes clairs, tantôt des couches plus ou moins dolomitiques.

L'impossibilité de distinguer la délimitation des bancs des uns ou des autres de ces sédiments nous rend toute interprétation impossible. La descente par les parois de la face O. du Puig ne nous a pas montré d'autre niveau que ce calcaire et ces dolomies de rapports imprécis. Mais la Collection NOLAN, à la Sorbonne, renferme quelques fossiles du Tithonique et peut-être du Rauracien provenant de cette montagne.

2. **Les Masses calcaires séparant le Puig Esclop du Puig Galatzó.** — Si l'on étudie l'ensellement séparant le P. Galatzó du P. Esclop, on arrive à quelques données plus précises.

La masse de calcaire jurassique qui domine le Trias du versant N. et qui forme l'essentiel du

¹ Les coupes de notre planche II ne sont qu'un premier schéma, sans doute éloigné de la réalité, car les observations réunies sur ce massif sont encore bien peu nombreuses.

P. Galatzó paraît supporter des dolomies claires, sableuses, litées en bancs minces, voire en plaquettes, qui constituent deux monticules en $x = 6^{\circ}80' + 3.000$; $y = 44^{\circ} + 4.000$, et en $x = 6^{\circ}80' + 3.500$; $y = 44^{\circ} + 3.500$.

Le sommet du premier de ces monticules est constitué par des calcaires semblables à ceux du Jurassique, qui courent donc la dolomie. Le second paraît formé dans sa partie culminante par des dolomies. Le calcaire jurassique n'apparaît qu'à sa base, presque en boutonnière.

Si le Lias comporte ici des épisodes dolomitiques, ces dolomies ne présentent rien d'anormal. Si, ainsi qu'il semble, le faciès dolomitique est, dans ces parages, cantonné dans le Trias, on doit interpréter le dispositif assez étrange des dolomies, comme produit par un reploiement anticlinal couché vers le N.O. Toutefois, tectoniquement, la continuation latérale d'un grand anticlinal couché de dolomies se traduirait par des affleurements et des intersections qui ne s'observent pas.

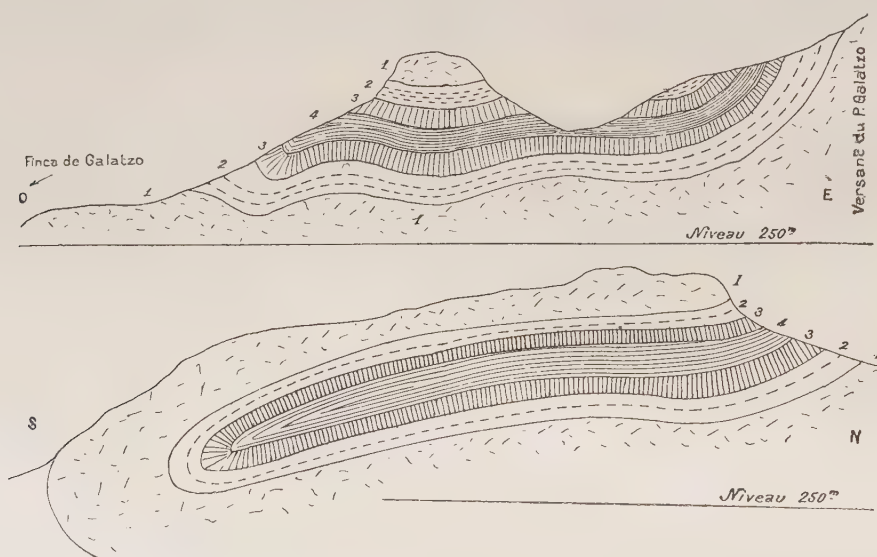


FIG. 92 et 93. — Coupes longitudinale et transversale de la charnière synclinale de Galatzó.
(Ech. : 1/10.000^e.)

Vers le S.O. de ces monticules, les calcaires jurassiques qui leur servent de substratum s'étendent jusqu'au sommet coté 732, puis ils s'infléchissent légèrement sous la masse du P. Esclop, pendant que, vers le N.O., ils s'abaissent brusquement par une cascade d'accidents et de replis vers Es Grao (profil XVIII). La masse de Jurassique qui forme les P. Galatzó et Esclop est actuellement tranchée en deux par le profond ravin de la Font de Sas Sinis; seule, la barre rocheuse de la cote 732 unit encore topographiquement ces montagnes.

3. Pli couché de Galatzó. — Les calcaires massifs du Galatzó forment tout le versant O. et S.O. de la montagne jusqu'au fond du ravin, et toute l'arête qui, du sommet 1024, se dirige au S. et domine, de ses hautes parois calcaires, le Predio de El Racho, bâti sur les dolomies triasiques qui leur servent de base.

Mais, entre El Racho et la Finca de Galatzó, apparaît un accident important, sous forme d'une arête orientée à peu près selon le méridien $6^{\circ}80' + 3.800$ et qui sépare la masse même du sommet de Galatzó de la ferme de ce nom (fig. 92).

Si l'on en fait la coupe depuis les maisons de Galatzó, on observe la succession suivante de bas en haut :

- 1° Calcaire massif du Jurassique (= calcaire de base = calcaire du P. Galatzó).
- 2° Calcaire marneux à *Cancellophycus* et silex, du Lias supérieur ou du Bajocien.

3° Tithonique comportant des fausses brèches vertes et roses et des couches lie de vin.

4° Néocomien feuilleté, très écrasé.

Puis le haut de cette coupe présente à nouveau les mêmes éléments en sens inverse.

Le versant E. de cette arête montre le même empilement, avec cette différence que l'érosion n'a, en général, entamé que la série renversée et que les couches qui apparaissent dans le fond du ravin séparant notre arête du P. Galatzó correspondent aux assises écrasées du Néocomien (fig. 92).

Nos figures montrent donc ici un pli couché dont l'enveloppe est constituée par le calcaire jurassique du P. Galatzó. Ce calcaire, à la base de la colline, est en continuité avec les assises calcaires du Puig et avec celles que le chemin suit, à flanc de coteau, vers les sommets qui forment l'arête unissant le P. Galatzó au P. Esclop.

Au sommet, où il fait partie du flanc renversé, il est demeuré en capuchon protecteur sur les couches



FIG. 94. — Coupe du versant O. de la colline du pli couché de Galatzó.

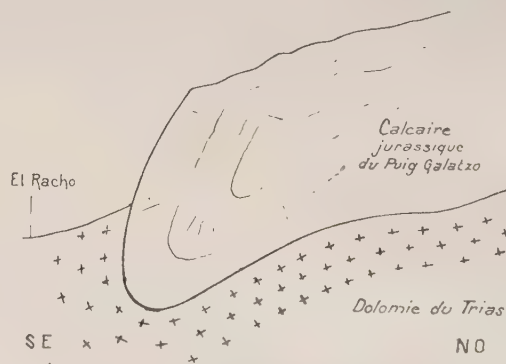


FIG. 95. — Coupe hypothétique du contrefort du P. Galatzó dominant El Racho.

plus tendres du Néocomien. Cette description schématise des rapports qui, en réalité, sont souvent moins simples. Vers le point $x = 6^{\text{e}}80 + 3.800$; $y = 44^{\text{e}} + 1.500$, on observe la succession que nous donnons figure 94.

- 1° Lias de base.
- 2° Marno-calcaire écrasé.
- 3° Tithonique rose.
- 4° Calcaires lités clairs.
- 5° Marno-calcaires.
- 6° Couches lie de vin (Tithonique).
- 7° Calcaires lités.
- 8° Lias du flanc renversé.

Au premier abord, il semble que ce pli couché doit trouver sa continuation latérale dans le P. Galatzó. Mais l'étude du ravin qui sépare l'arête en question de la montagne nous amène à penser que la masse du Puig appartient seulement au flanc normal inférieur, au substratum du pli couché. Les assises de ce pli couché se redressent en effet contre les calcaires massifs vers le haut du ravin, ainsi que le montre notre figure 92, et ce serait seulement dans la partie de l'arête qui domine El Racho que le pli couché pourrait participer à la constitution du contrefort S. du P. Galatzó. Nous avons admis cette interprétation pour nos esquisses et plans. La paroi dominant El Racho, dans laquelle, avec un éclaircissement convenable, paraissent se dessiner les linéaments d'une charnière, nous semble être un argument de plus à l'appui de cette hypothèse (fig. 95).

Les coupes de notre planche ont une orientation oblique par rapport à l'arête que nous venons de décrire. Cela explique l'allure beaucoup moins caractéristique et moins accentuée du pli couché que l'on y voit partiellement.

4. **Le Ravin de la Font de Sas Sinis.** — Le torrent, qui descend des abords de la cote 732 et qui passe près de la Finca de Galatzó, a crevé le calcaire jurassique et atteint le Trias.

Il se pourrait que son cours ait été déterminé, à l'origine, par une cassure. Actuellement, profondément encaissé, il offre peut-être la possibilité de trouver sous ce Trias lui-même une fenêtre de Néogène. Le bref examen que nous en avons fait ne nous y a montré que des dolomies et un pointement d'éruptif.

L'épaisseur du calcaire jurassique qui le domine est très variable. Aux abords même des maisons de Galatzó, elle semble assez faible. Vers la tête du ravin, au contraire, elle paraît considérable. Mais là apparaît un accident dont les relations avec les autres sont encore à préciser. En effet, la bande de Trias semble s'insinuer entre la masse calcaire du pied E. du P. Esclop et celle du P. 700. L'écrasement des couches ne permet pas de délimiter le point extrême atteint par les dolomies. Il se pourrait que ce ne fût, du reste, qu'un pli anticlinal précédant la chute vers le N.O. de toutes les assises du massif que l'on observe autour de Grao.

En tout cas, il ne semble pas qu'il y ait continuité entre ce Trias du fond du ravin et celui que nous avons mentionné au paragraphe 1. L'étude de détail de ces vastes surfaces rocheuses demeure du reste entièrement à faire.

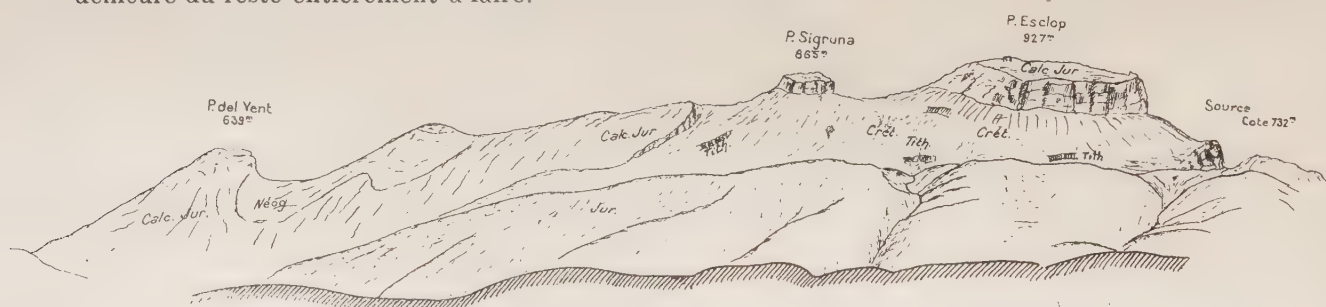


FIG. 96. — Le massif du Puig Esclop, vu du flanc S.O. du P. Galatzó.

5. **Le Flanc Est du P. Esclop.** — On retrouve dans la constitution du P. Esclop les divers éléments stratigraphiques et tectoniques mentionnés au sujet du P. Galatzó, mais dans des rapports d'une complexité croissante.

Orographiquement, le P. Esclop, qui domine la côte dont il est à peine éloigné de 2.500 mètres, se présente comme le point culminant d'une crête orientée transversalement par rapport à la chaîne. Cette crête porte, du N.O. au S.E., les sommets suivants : P. Esclop (927 mètres), P. Sigruna (865), P. del Vent (639). Elle est à peu près parallèle à l'arête Est de Galatzó et au cours du torrent qui les sépare (voir figure 96). Notre coupe XVII (pl. 2), quoique orientée d'une façon un peu différente, indique encore son allure. Les trois éléments structuraux qui apparaissent nettement, tout au moins sur cette face de la montagne, sont, à sa base, l'ensemble des assises de base du P. Galatzó, c'est-à-dire le Trias invisible sur l'esquisse (fig. 96), mais que l'on trouvera sur la coupe d'ensemble (pl. II), puis le calcaire jurassique, formant des rochers massifs profondément sculptés par l'érosion.

Ces calcaires se reploient et forment la suite du synclinal couché, décrit à l'O. du P. Galatzó, qui contient le Lias supérieur, le Tithonique, le Néocomien, normaux, puis ces mêmes assises reployées sens dessus dessous et couronnées, au P. Esclop et au P. Sigruna, par les calcaires jurassiques du flanc renversé.

Mais dans la partie méridionale de l'arête, c'est-à-dire vers le P. del Vent, apparaît un nouvel élément tout à fait imprévu.

En effet, la bande des terrains tendres du cœur du synclinal couché s'abaisse vers le S.E. et s'écrase. Alors que leur ensemble mesure au P. Esclop plus de 60 mètres, on a peine à le

distinguer au bas du ravin qui en suit les dépôts plus meubles et qui débouche à 600 mètres de la Finca de Galatzó. En $x = 6880 + 2900$; $y = 44^g + 900$, le Tithonique, seul distinct à cause de sa teinte, est complètement broyé entre le flanc normal et le flanc renversé où l'on ne voit que du calcaire massif. Une étude attentive permet de raccorder, à travers la vallée, cette bande tithonique avec celle de l'arête Est précédemment décrite.

Mais ce « flanc renversé » qui constitue le soubassement du P. del Vent, au lieu, soit de porter du Trias renversé aussi, soit de se présenter doublé à sa partie supérieure d'un nouveau flanc normal, porte des grès à Amphistégines du Néogène ou de l'Oligocène supérieur, lesquels dessinent au N.O. du P. del Vent deux synclinaux déjetés. Entre le calcaire liasique et le grès, nous n'avons pu observer trace de Néocomien ni de Tithonique.

Notre figure 97 montre le détail de ces couches tel qu'on peut l'observer vers le petit col qui entame les assises tertiaires au N.O. du P. del Vent en passant sur le versant S.O.

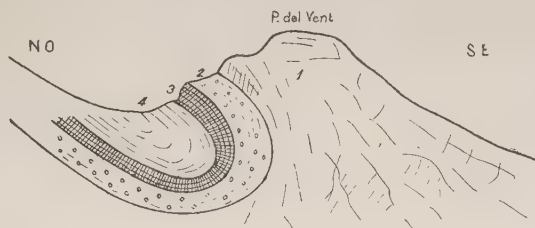


FIG. 97. — La face S.O. du Puig del Vent.

Sous le calcaire jurassique (1) apparaît un lit de conglomérats peu épais (2) reposant sur des grès durs (3) où nous avons trouvé de nombreuses Amphistégines et des Lépidocyclines ; enfin le noyau du synclinal est formé par ces grès flyschoides (4) dont nous avons montré la grande extension aux abords de Puigpuñent.

Quant aux assises calcaires qui supportent ce Néogène et qui paraissent reposer d'autre part sur le Tithonique et le Néocomien du pli couché, nous n'y avons pu déceler l'indice du reploiement qui eût expliqué ce dispositif. Toutefois, il se pourrait que leur base appartînt aux dolomies du Trias et que le calcaire liasique du flanc renversé fût rompu et arraché. Le P. Sigruna en représenterait le dernier reste. Cette hypothèse rendrait plus simple l'interprétation des couches dolomitiques que nous aurons à mentionner, au paragraphe 7, dans le versant Sud du P. Sigruna.

Quoi qu'il en soit, les rapports de ces éléments structuraux du P. Esclop sont encore très obscurs, et ici l'anomalie de ce dispositif est encore accrue par le fait que, dans cette région comme dans les alentours d'Andraitx auxquels elle conduit, le Néogène va se présenter constamment en contact avec le Crétacé souvent en continuité latérale apparente avec le Nummulitique, alors qu'ailleurs nous avons observé que le Miocène et le Nummulitique s'excluent, le premier appartenant aux éléments tectoniques inférieurs et le second à la couverture des Séries II et III. La discussion de ce problème est abordée, chapitre V, sous sa forme stratigraphique ; il semble bien jusqu'ici que, seule, l'hypothèse que ces sédiments tertiaires intermédiaires entre l'Oligocène et le Miocène représentent des dépôts formés au cours d'une phase transgressive puisse rendre compte de la présence, si insolite, de terrains analogues au Miocène en ces parages.

La bande de Tithonique et de Néocomien, figurée sur notre croquis, n'est fossilifère que dans les points où le Tithonique n'est pas trop écrasé ; on peut l'étudier soit le long du sentier qui, du col compris entre les P. Sigruna et Esclop, descend vers Es Grao, et surtout dans les champs qui s'étendent au-dessous de ce sentier et jusqu'au substratum de calcaire liasique.

Ces dépôts sertissent la masse jurassique terminale du P. Esclop, et on peut les suivre soit par la corniche qui contourne le sommet par l'O., soit par le versant N. de la montagne. De part et d'autre, on trouve des fossiles tithoniques mal conservés.

6. **Les Abords d'Es Grao.** — Alors que la masse du P. Galatzó s'érige par le jeu d'un

puissant bombement transversal des assises de la Série I et de celles, charriées, qui les surmontent, le P. Esclop correspond à un ennoyage latéral extrêmement accusé de tout le complexe formé par les Séries I et II.

On a vu, chapitre VIII, que cet ennoyage est assez fort pour faire disparaître, à l'O. du torrent del Chocolaté, toute la Série I au-dessous du niveau de la mer. Ce seul fait eût suffi à amener fort bas contre le versant septentrional du P. Esclop les couches jurassiques de la Série II. Mais celles-ci sont en outre poussées et reployées, les unes sur les autres, par l'effet du pli couché du P. Esclop qui paraît les avoir entraînées. La région d'Es Grao correspond précisément à la partie de cette Série II, où le dispositif en cascade de replis paraît le plus accentué et le mieux conservé (coupe XVIII, pl. 2). On en peut faire l'étude par le chemin qui descend du P. Esclop vers Es Grao ; le sentier passe par un col entre le P. 732 et le P. Esclop. Dès ce point, on est sur le Lias supérieur de la couverture du calcaire jurassique de base. Notre profil XVIII est inspiré de la vue que l'on a des épaulements dominant Cas Chocolaté.

La cote 732 appartient au Jurassique de l'élément supérieur de cet empilement. Une paroi élevée domine un couloir oblique où s'observent les couches litées en bancs de 0 m. 25 à 0 m. 20 du Lias supérieur. Il est possible que quelque lambeau de Tithonique y soit pincé.

Ce couloir et la paroi qui le domine s'élèvent vers le col du P. Esclop.

En contre-bas des marno-calcaires, un nouvel anticlinal de Lias calcaire affleure localement et domine la région même d'Es Grao. Les collines de ces parages sont en majeure partie formées de Lias supérieur. Les couches à silex, d'autres bancs de grès, pétris des grains de quartz roses si caractéristiques de cet horizon, en donnent la preuve à défaut de fossiles. Mais il est très probable que, dans les replis de ces sédiments lités, doivent localement être pincés du Tithonique et du Néocomien, car des couches roses et des marnes, qu'il semble bien difficile d'attribuer aux autres niveaux du Jurassique, apparaissent aux abords des lacets du chemin d'Andraitx à l'Ouest d'Es Grao. HERMITE signale du reste dans ces parages des calcaires tithoniques où il a trouvé : *Perisphinctes transitorius* OPP. sp. ; *Lytoceras municipale* OPP. sp. ; *Phylloceras Calypso* D'ORB. sp. (= *Ptychoicum* QUENST. sp.) ; *Aspidoceras cyclotum* OPP. sp.

Mais nous n'avons pu trouver le gisement fossilifère.

En tout état de cause, ce point est celui où la Série II s'avance le plus loin sur la Série I et où le Crétacé et le Tithonique sont conservés dans leur gisement le plus septentrional¹.

Si, d'Es Grao, on suit le chemin vers Estallenchs, on ne tarde pas à passer les calcaires liasiques, puis à couper à leur base des dolomies bréchoïdes du Lias inférieur. Enfin, la route sinue sur le Trias dolomitique qu'elle ne quittera plus jusqu'à l'éperon qui borne, à l'Ouest, la dépression d'Estallenchs.

Vers l'Ouest, les assises d'Es Grao ne sont pas moins étroitement limitées. Dès le ravin qui descend du col du P. Esclop vers Els Farayons on voit réapparaître le Trias en $x = 6^s 80 + 200$; $y = 44^s + 4.000$. Ce pointement, qui n'est qu'une boutonnière, correspond sans doute à l'extrémité occidentale d'un des replis que nous avons dessinés coupe XVIII. Tout le versant jusqu'à 100 mètres au-dessus de la mer est ici formé de calcaires liasiques. On n'y distingue pas de pendage net.

Enfin, un peu avant d'arriver au petit sommet de Sa Torre Nova, le chemin passe de nouveau sur le Trias, dominé au S.E. par les puissantes parois de Sas Planas et S'Auqueriola. Cette extension assez considérable du calcaire liasique au versant N. de la chaîne doit correspondre, sans doute encore, à la cascade de replis d'Es Grao ; mais ici, l'érosion ayant attaqué plus profondément cet ensemble, il n'en subsiste que l'armature de calcaire jurassique.

¹ Il existe dans ce petit monticule d'Es Grao des calcaires massifs douteux qui paraissent ne pas être éboulés et dont la position sur le Lias supérieur et le Tithonique s'expliquerait peut-être par le dispositif figuré coupe XVIII.

7. Le Versant O. du P. Esclop. S'Auqueriola. Sas Planas. — Si le versant E. du P. Esclop paraît montrer les éléments d'un pli couché, son versant O. masque de plusieurs accidents ce dispositif assez simple.

A défaut de l'ensemble, encore confus, nous en donnons le détail.

Si l'on passe le col qui sépare le P. Esclop du P. Sigruna, en suivant le sentier qui gagne S'Auqueria, on cesse, dès l'abord du versant O. de la montagne, de percevoir nettement les limites de la bande de Néocomien et de Tithonique, écrasée sous le P. Sigruna. Le sentier en lacets descend dans le calcaire jurassique. Mais en certains points, ce calcaire revêt des aspects tels, que l'on peut se demander si une bande de calcaire miocène ne passe pas dans cette pierraille, soit en continuation du Néogène du P. del Vent, soit autrement. Après une assez longue descente, le sentier oblique au S.E. et emprunte un couloir orienté face à Sas Planas. Ce couloir apparaît nettement comme résultant d'une fracture qui fait affleurer des dolomies triasiques. Ces dolomies constituent une partie du versant S.O. de la montagne, mais leur couverture de calcaire liasique est conservée vers le S. jusqu'à Can Tem.

Notre figure 98 donne un schéma de ces apparences.

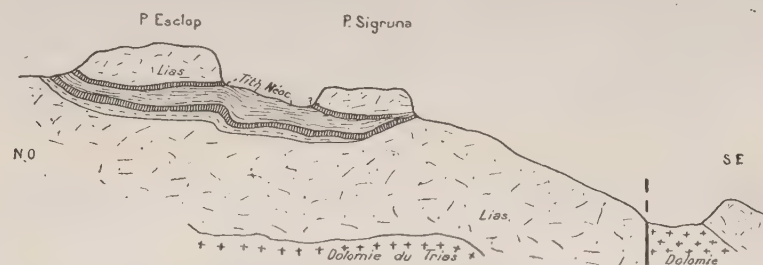


FIG. 98. — Schéma de la disposition des assises sur la face Ouest du P. Esclop. (Ech. 1/10.000°.)

Si, une fois arrivé au chemin de S'Auqueria, on remonte vers S'Auqueriola, on foule sur près de 1 kilomètre des dolomies à faciès de Trias. Celles-ci reposent sur des calcaires liasiques, eux-mêmes renversés sur des couches litées, très froissées, où on distingue des calcaires à silex, puissants de 20 à 30 mètres, et du Tithonique. Ces couches apparaissent dans un ravin qui sépare Sas Planas du P. Esclop. Le centre de cette fenêtre a pour coordonnées : $x = 6880 + 200$; $y = 44^e + 1.500$. Les versants du ravin sont formés, à l'E., comme il vient d'être dit, de calcaire liasique surmonté de Trias, à l'O. par la puissante masse de calcaire liasique de Sas Planas.

Des collines boisées de pins limitent cette fenêtre au S.E. et montrent, semble-t-il, le Trias et le Lias reployés en charnière comme l'indique notre profil XV, planche II.

Vers l'amont, ce noyau synclinal s'écrase par un léger rebroussement, et ce n'est plus qu'une bande très réduite de Lias supérieur et de Tithonique écrasés, que l'on peut suivre jusqu'à S'Auqueriola et au delà.

A ces maisons, on observe, sous ces couches caractéristiques, les calcaires massifs du Lias qui se continuent par la plus grande partie du massif de Sas Planas. Un sentier contournant par le N. la base du P. Esclop gagne la fontaine du col, il suit, au moins à ses débuts, la continuation de la bande de Tithonique et de marno-calcaires du Lias écrasés et réduits à quelques décimètres. Les pentes sont si raides qu'il ne nous fut pas possible de faire la coupe de la montagne entre ce niveau écrasé d'Auqueriola et le niveau écrasé que nous avons indiqué au pied même du rocher du P. Esclop.

Cette coupe devra être établie, car elle permettra de comprendre la signification actuellement très obscure de ces divers éléments, que nous n'interprétons que temporairement de la manière figurée sur nos profils XV à XVII, en attendant de nouvelles précisions.

Quant à la suite de cet accident vers l'O., il semble qu'on observe au haut de Sas Planas une bande écrasée et très redressée, coincée dans les calcaires massifs et orientée N.E.-S.O. Nous y voyons la continuation du noyau de ce synclinal. Mais nous n'en avons pas observé la section à l'extrémité du massif de Sas Planas qui domine le Pou den Jofre comme il eût été logique de l'y trouver, en sorte que la question est à reprendre.

Dès le pied des parois méridionales de Sas Planas, on aborde le Trias, accompagné de roches éruptives, que nous aurons à étudier jusqu'à Andraitx.

8. **Remarques et réserves.** — Il manque trop de données sur la constitution du massif du P. Esclop, pour qu'on puisse arriver dès maintenant à une idée d'ensemble à son sujet. Il semble toutefois que le manque de correspondance entre les éléments des deux versants E. et O. ne soit qu'apparent.

Nous serions assez porté à croire que le Néocomien, le Tithonique et le Lias supérieur du sommet du Puig, appartenant au noyau d'un pli couché supérieur à tous les autres, les assises de la fenêtre et de la bande de S'Auqueriola représenteraient la continuation du plus élevé des plis déjetés d'Es Grao, qui à peine déversé à l'E. de la montagne passerait à un pli couché rompu vers l'O. (profils XV-XVII).

Toutefois, il est incontestable que cette exagération du chevauchement, réalisée si rapidement et sans donner aucune continuation plus à l'O., semblerait bien étrange.

L'hypothèse qui ferait voir dans la fenêtre et la bande de S'Auqueriola la suite du pli couché de P. Esclop et de l'arête E. de Galatzó paraîtrait au premier abord plus vraisemblable. Mais il faudrait que l'abaissement de la partie O. fût produit par une faille orientée N.E.-S.O.; or, on n'en observe point, et le calcaire jurassique de base semble même se relever aux abords de la Torre Nova.

9. **P. Evangélica.** — **Substratum du massif Galatzó-Esclop-Planas.** — A l'Est du promontoire de la Torre Nova le chemin coupe la « brèche supracarnienne » que nous considérons ici comme étant infra-liasique, puis il atteint les dolomies du Trias qui supportent ces brèches ambiguës et qui reposent sur des marnes irisées à gypse.

La haute paroi des calcaires massifs du Lias moyen domine cet ensemble, à peu de distance de la route; l'importance particulière des marnes du Keuper a permis la formation d'une large crique, l'Ensenada de Sas Hortigas, entre la Torre Nova et la Punta Jova. Cette dernière correspondant à l'avancée jusqu'à la mer des dolomies résistantes de l'arête cotée 413 à l'Est de P. Evangélica.

La masse du P. Evangélica est séparée de celle de Sas Planas par un ravin étroit et profond, qui débouche précisément à l'Ensenada de Sas Hortigas, et que suit la route d'Estallenchs à Andraitx. Les éboulis couvrent en partie ses pentes. Toutefois, nous avons pu y observer, en plusieurs points, les marnes irisées et gypsifères du Keuper qui paraissent s'appuyer contre les dolomies très redressées du massif de P. Evangélica. Au versant S.E. du ravin, les calcaires massifs du Lias, continuation de ceux du P. Planas, reposent directement sur des marnes bariolées, sans intercalation de dolomies ni de brèches.

La partie haute de ce ravin devient presque horizontale, vers 250 mètres d'altitude, et forme un col étroitement encaissé entre Sas Planas et le P. Evangélica. Cette partie horizontale est dénommée sur la carte Plà de S'Evangélica. D'importants pointements de Diabases décomposées y apparaissent.

La coupe du col est accidentée par la présence d'un petit mamelon médian de calcaire massif du Lias.

En s'élevant par des ravins contre le versant de Sas Planas, on constate que *les couches éruptives ne pénètrent pas dans le Lias et sont limitées aux assises triasiques.*

Du Plà de S'Evangélica un ravin contournant par l'O. la montagne du P. Evangélica réunit les eaux de cette région, et, sous le nom de Torrent del Rejoli, les amène à la mer, par l'Ouest de la P. del Descarregadó.

Ce ravin est creusé dans le Trias pour sa partie supérieure, mais, au flanc du Puig Evangélica, il entame les marnes et les grès du Miocène de la Série I, qui réapparaissent sous la masse du P. Evangélica et s'élèvent brusquement par une forte inflexion transversale (v. ch. XII).

La coupe de la masse principale du Puig Evangélica, prise sur son versant O., montre les termes suivants : sur le Miocène (1) de la Série I repose du Trias formé de marnes bariolées (2) à gypse, puis de dolomies litées (3). Vers le bord du ravin les marnes irisées disparaissent et les dolomies reposent directement sur le Miocène. Ces dolomies supportent une masse assez réduite de calcaire (4) paraissant identique au calcaire massif, mais sur ces couches réapparaissent des calcaires dolomitiques (5) qui s'observent jusqu'au col. Ce col donne accès à un assez curieux petit bassin de réception, en demi-cône renversé, qui creuse la montagne face à la mer et dans l'étude duquel il nous fut impossible d'entrer.

Une partie de la crête demi-circulaire qui entoure ce bassin de réception est couronnée de calcaires saccharoïdes (6) que leur cassure nous a fait attribuer au Lias moyen.

Si dans son ensemble le Puig Evangélica paraît appartenir à la Série II, il ne serait pas impossible que des éléments nouveaux s'y puissent découvrir, qui jetteraient une lumière bien utile sur l'extrême et encore insoluble complexité de la structure des massifs compris entre le P. Bultó et le P. Perchota.

La montée du Plà de S'Evangélica vers le col du Pou den Jofre, qui sépare le Puig Avenchs de Sas Planas, montre des roches éruptives, puis au col, des marnes bariolées. Le versant sud du P. Avenchs sera étudié en même temps que les massifs triasiques et tertiaires de la Coma Calenta¹.

¹ Objets principaux dont l'étude est à vérifier ou à compléter :

1° Vallon de la Font de Sas Sinis ; 2° Flanc Ouest du P. Esclop ; 3° Fenêtre de S'Auqueriola.

Toute la synthèse du massif du P. Esclop est à refaire. De nouvelles observations de détail sur son versant Nord, l'étude des dépôts de Néogène auxquels doivent être rattachés les lambeaux synclinaux du P. del Vent, la délimitation de la lame triasique qui paraît recouvrir la fenêtre de S'Auqueriola, nécessitent un travail minutieux.

CHAPITRE X

LA SÉRIE II, DE GALILEA A VALLDURGENT ET A PAGUERA

Nous avons étudié jusqu'ici la section frontale des deux séries inférieures et donné une première idée de leurs rapports et de leur allure.

La région comprise entre le P. Esclop et San Telmo présente un degré de complication extrême, où vont se trouver mêlés des éléments des deux séries inférieures et des lambeaux de la série III.

Il convient donc, avant d'en aborder l'esquisse, d'étudier le cadre de cette zone complexe, c'est à dire la partie de la série II qui est comprise entre la fenêtre de Puigpuñent et la côte de Santa Ponza, puis la série III.

La fenêtre de Puigpuñent est le point extrême où se puisse observer, vers le S.O., le substratum de la Série II dans la partie interne de la chaîne. Le Trias qui repose sur le Néogène de la Série I n'apparaît que dans la région de Galilea, entre les hauteurs qui portent ce village et le P. Galatzó. Cet affleurement de la base de la Série II est provoqué par le puissant bombement que nous avons mentionné en décrivant le P. Galatzó.

Dès les abords de Galilea, la Série s'abaisse vers le S.E. pour disparaître le long de la ligne de contact anormal de Valldurgent, sous la Série III. Elle s'enfonce en même temps transversalement, par rapport à la direction de la poussée orogénique principale, et alors que, à l'O. de Puigpuñent, les sommets de 500 mètres sont taillés dans les calcaires massifs du Lias moyen, au bord de la mer, dans la région de Paguera, ce sont les assises de l'Oligocène supérieur, terme le plus élevé de cette série, qui sont abaissées jusqu'au niveau des flots.

1. La Bordure occidentale de la fenêtre de Puigpuñent. — La fenêtre de Puigpuñent est encerclée presque de toutes parts par le Trias et le Lias de la Série II et de la lame de Cana Lluisa. Vers l'O. se fait sentir un fort abaissement d'axe. L'extrémité de la lame, dont on a vu, chapitre VIII, qu'elle cesse d'être observable en amont de Son Fortuny, paraît affectée au N.O. de Son Net, soit d'un écrasement qui supprime successivement le Trias de sa base puis son calcaire liasique, soit d'une rupture.

Le chemin, qui s'élève de Son Net vers Hort de Sa Coma, passe, en quittant le Néogène de la fenêtre, une bande de calcaires assez douteux qui représenteraient le reste de cette lame de Cana Lluisa, puis atteint des assises triasiques que nous allons suivre jusqu'à El Racho, et qui paraissent être la continuation des dolomies de base de Puntals et du Puig Galatzó.

Le Trias s'amincit à son tour vers le S.E., dans les pentes boisées que couronne la paroi calcaire de la montagne qui porte Galilea, et il disparaît complètement dans la dépression que suit la route de Puigpuñent à Galilea. Cette dépression est entièrement constituée par du Tithonique et du Néocomien, qui se rattachent incontestablement à la carapace de la Série II, et qui arrivent en contact avec le Miocène non loin de l'église de Puigpuñent.

Dès le S. de Son Net, réapparaît le Trias de base de la Série II, Trias que nous avons suivi jusqu'à Son Contoner et Son Morey.

La masse principale des assises triasiques revêt une grande puissance entre Galilea et le P. Galatzó.

Si l'on monte de la Teulera vers l'arête du col d'Estallenchs, on chemine sur des calcaires

dolomitiques du Trias, et on retrouve, de ce côté de la crête, les couches à *Fucoïdes* que nous avons signalées sur l'autre versant.

Sur ces couches paraissent reposer, ici, quelques débris de la couverture de calcaire liasique qui forme les sommets de Puntals et de Galatzó.

Les marnes bariolées, qui devraient logiquement couronner les couches à *Fucoïdes*, ne semblent pas se trouver à cette place. Par contre, on en rencontre vers $x = 6^{\text{e}}80 + 5.000$; $y = 44^{\text{e}} + 3.000$, une tache assez importante, accompagnée de gypses, et que nous ne croyons pas provenir de la décomposition des roches éruptives.

Suivant le chemin d'Estallenchs à El Racho, on observe, à l'E. de cet affleurement, de marnes irisées, un petit promontoire, couronné d'un débris de calcaires liasiques, dont la coupe a été donnée (ch. I, p. 34, fig. 11).

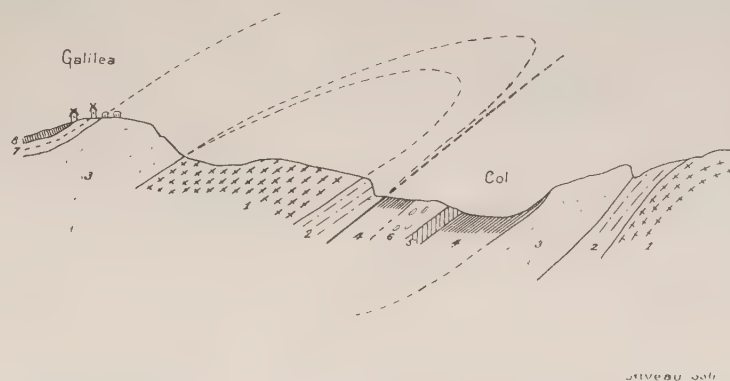


FIG. 99. — Coupe de la charnière synclinale de Galilea. (Ech. 1/10.000^e.)

Si l'on descend vers El Racho, on trouve tout un dédale de vallons et de monticules triasiques formés vers le haut de couches finement litées et, vers le bas, de dolomies en gros bancs. Quoique ces couches paraissent au premier abord revêtir une allure très tranquille, on y note des dispositifs assez étranges, tels que des paquets de dolomies litées verticales, reposant par leur tranche inférieure sur des dolomies litées horizontales.

Tout cet ensemble se poursuit au pied de la haute paroi du P. Galatzó vers El Racho et n'est masqué, aux abords du lit du torrent, que par quelques alluvions qui atteignent 6 à 10 mètres de puissance auprès de la maison.

En aval d'El Racho, le vallon s'élargit un peu et la masse liasique du P. Galatzó atteint presque les abords immédiats du torrent.

Les collines, escarpées mais boisées, qui séparent le torrent d'El Racho de la montagne de Galilea sont constituées par les mêmes assises triasiques, on n'y observe pas trace de plis de grande ampleur, en sorte que, si le pli synclinal couché de Tithonique et de Néoconien de l'E. de la Finca de Galatzó ne prouvait, en quelque sorte, que cette région a été le théâtre de reploiements intenses, on serait tenté de faire rejoindre directement par la pensée la masse de calcaire liasique du P. Galatzó aux couches correspondantes de la montagne de Galilea.

L'étude du col situé entre Galilea même et le P. Galatzó montre toutefois que le dispositif de ces terrains est moins simple qu'il n'en a l'air, et l'on y retrouve la charnière du pli couché de Galatzó (profils XIX et XX).

Ce col est un carrefour où se croisent le chemin de Puigpuñent à El Racho et le sentier d'Estallenchs à Galilea. Ce dernier suit à peu près la ligne de partage des eaux entre le versant de Puigpuñent et celui d'El Racho.

Après avoir passé aux abords de l'éperon représenté par notre figure 11, il traverse un ravin tributaire du bassin de Puigpuñent et contourne immédiatement au N.O. du col de Galilea un monticule boisé. On y observe une coupe partielle du Trias que nous avons mentionnée p. 34.

Les couches y apparaissent infléchies, relevées au N.O., et vers le col se dessine le synclinal dont la coupe montre (fig. 99) :

- 1° Dolomies à structure bréchoïde.
- 2° Calcaires bleus à pistes partiellement envahis par le faciès dolomitique.
- 3° Calcaire saccharoïde du Lias moyen.
- 4° Marnes et marno-calcaires du Néocomien.
- 5° Marno-calcaires.
- 6° Calcaires sublithographiques à silex.

Ensuite réapparaissent des assises identiques à celles qui portent le numéro 4, auxquelles se superposent les calcaires bleus (2) à pistes sans intercalation de calcaire liasique. La série renversée se complète par une masse de dolomies litées à structure de fausse brèche.

Le calcaire du Lias apparaît à nouveau en position normale, car il porte les marno-calcaires appartenant à l'Aalénien et au Bajocien (7) et le Tithonique (8) connus au versant méridional de la colline de Galilea depuis les travaux de NOLAN.

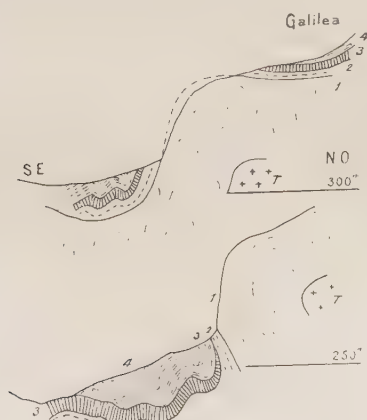


FIG. 100. — Bordure N.O. du synclinal du col de Galilea. (Ech. 1/10.000^e.)

FIG. 101. — Coupe parallèle à la précédente, relevée à mi-chemin entre le col et Puigpuñent. (Ech. 1/10.000^e.)

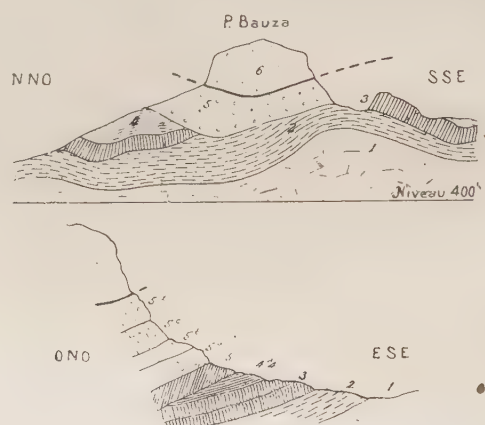


FIG. 102. — Coupe schématique du Puig Bauzá. (Ech. 1/10.000^e.)

FIG. 103. — Détail du versant E.-S.E. du Puig Bauzá.

Il passe donc, à ce col, la charnière d'un synclinal déjeté et partiellement rompu.

Les éboulis et surtout le maquis rendent impossible l'évaluation de son amplitude. Il en est de même vers l'E.; toutefois, dans cette partie, il semble que l'accident ne s'insère pas profondément sous la montagne de Galilea. Le ravin qui descend du col atteint très vite le Trias subordonné au synclinal de Jurassique et de Crétacé.

Nos profils en série XVI-XX montrent la continuation de cette charnière par celle de Galatzó.

2. **Galilea.** — Les calcaires liasiques qui forment le sommet de la montagne de Galilea sont fortement inclinés au S.E. et dessinent un synclinal dont l'axe, orienté N.E.-S.O., passe par le col de Galilea, situé entre le village de ce nom et le P. Bauzá.

Le village est bâti au versant méridional du sommet de la montagne, sur la couverture de Lias supérieur de Bajocien et de Tithonique qui s'y trouve partiellement conservée, et qui, au col de Galilea, se complète d'assises néocomiennes étendues et relativement puissantes. Ce sont elles qui s'abaissent vers Puigpuñent ainsi que nous l'avons déjà dit. Elles sont dominées par la masse jurassique de la montagne de Galilea.

La coupe N.O.-S.E. de Galilea au col S.E. de Galilea (col où passe le chemin de Puigpuñent à Escapdellá) est donnée par notre profil XX. Les deux schémas des figures 100 et 101 jointes à ce chapitre interprètent la signification de la dépression crétacée qui s'abaisse vers Puigpuñent et de la paroi qui la domine. Figure 101, nous donnons une coupe relevée à mi-chemin entre Puigpuñent et le col (T. Trias. 1 Calc. du Lias; 2 Aalénien et Bajocien; 3 Tithonique; 4 Crétacé). A 800 ou 1.000 mètres de l'église, le

chemin passe dans une petite gorge où affleurent les assises du Tithonique, très plissées, avec des pendages variant constamment, et écrasées de façon que la fausse brèche qui constitue ce niveau apparaît comme un vrai conglomérat. Il se pourrait que, vers l'extrémité de l'éperon E. de la montagne de Galilea, cette sorte de flexure se transformât en une vraie faille. Les assises triasiques et liasiques de la Série II paraissent s'être rompues. Le synclinal crétacé représenterait l'entassement des couches plus flexibles (profil XX) sur le Jurassique, aux abords du col et vers l'église de Puigpuñent, entre les deux bords du pli rompu et au contact direct des assises néogènes de la Série I.

Au S.E. du col de Galilea, les assises liasiques de la Série II, dont le dispositif commande la topographie, se relèvent sensiblement, mais leur couverture de sédiments tendres du Lias supérieur du Tithonique et du Néocomien y a été protégée par des poudingues nummulitiques et surtout par un témoin de calcaire qui paraît bien appartenir au Lias moyen, et qui surmonte les assises de la Série II au Puig Bauzá.

Cette montagne est représentée vue du N.E. dans la coupe d'ensemble N° XX de notre planche. Notre figure 102 faite par interpolation de coupes de détail la montre du S.O.

On y voit le calcaire liasique (1) supportant les marno-calcaires lités à silex du Lias supérieur (2), puis le Tithonique (3) et le Néocomien (4). Le Nummulitique (5) repose en transgression sur ces assises qui ont été plissées avant l'Oligocène. Enfin, le tout est couronné par les calcaires que nous attribuons, quoique avec un point de doute, au Lias charrié (6).

La coupe de détail figure 103 montre, sur des marnes aptiennes (4^a), des marnes jaunes (5), auxquelles font suite des poudingues 5a, des grès 5b, du calcaire 5c, et, enfin, un nouveau banc de poudingues 5d, que domine la paroi verticale des calcaires 6 du sommet.

Les couches du Lias supérieur et du Tithonique sont conservées en divers points dans la partie du socle du P. Bauzá qui fait face à Galilea, et aux abords de la ferme de Son Corbey, en partie, grâce au plissement synclinal, des assises du calcaire liasique.

Au S. du P. Bauzá, l'auréole de terrains tendres respectés par l'érosion est bien plus exigüe. C'est dans la descente, du pied O. du témoin vers Puigpuñent, que l'on pourra le mieux observer les marno-calcaires du Néocomien, très froissés qui sont du reste en continuité, par le chemin de la Mola de Son Cotoner, avec le Néocomien du col de Galilea décrit plus haut.

3. Barranco de San Martí. — La dépression synclinale du col de Galilea se poursuit vers le S.O., mais elle est peu profonde, et son axe paraît se relever légèrement, en sorte que l'étendue des couches du Lias supérieur et du Tithonique est très réduite. Passé les abords immédiats du col, le Néocomien n'est plus conservé.

Une bande de marno-calcaires du Lias supérieur s'observe sur quelque distance non loin de Son Corbey.

Le ravin qui descend du col vers la plaine d'Escapdellá, par S. Martí, ne tarde pas à s'encaisser dans une gorge étroite et profonde, creusée dans le calcaire massif, et atteint bientôt son substratum de dolomies triasiques.

Le Lias calcaire ne couronne plus que le haut des collines, incultes et escarpées, qui forment vers l'O. la continuation de la montagne de Galilea et qui séparent le Barranco de San Martí, de la vallée triasique d'El Racho. Les contreforts occidentaux de ces collines sont entièrement formés du Trias.

San Martí est bâti sur des alluvions qui forment le fond de la vallée de Galatzó à Escapdellá, l'inclinaison de la Série II et ses gauchissements abaissent le calcaire massif de telle sorte que, dès le S. de San Martí, ce calcaire atteint le fond de la dépression d'Escapdellá.

4. Mola de Son Cotoner. — A l'E. de la dépression néocomienne du col de Galilea s'élève la Mola de Son Cotoner, dont le versant N.E. domine et limite la fenêtre de Puigpuñent. On a vu (profil XXI) comment nous interprétons le contact des assises triasiques, du pied de cette masse charriée, avec le Néogène de Son Serraltá et de Son Cotoner.

Si l'on étudie la coupe du sommet 450 aux abords O. de Son Serraltá (fig. 104), on observe que le calcaire massif (6), qui constitue le sommet de la montagne tranché, face au Ram, par une paroi d'une soixantaine de mètres, repose sur un niveau dolomitique (5), assez peu épais, en partie masqué par des éboulis, et qui, lui-même, est superposé à des marno-calcaires très écrasés, qu'il faudra sans doute rapporter au Néocomien (4).

Cette bande de dolomies et de marno-calcaires a provoqué la formation d'une assez large corniche, dont le socle est constitué par une nouvelle masse de calcaires massifs (3) et par le Trias dolomitique (2), charrié sur la Série I (1).

Ce dispositif se suit vers le S.E. sur quelques centaines de mètres. Mais toute la montagne est boisée et d'un abord très difficile. Nous n'avons pu ni déterminer l'exacte limite de la corniche, ni préciser la manière dont elle se termine.

Vers le N.O. elle paraît se poursuivre de telle sorte, que les marno-calcaires que nous attribuons au Néocomien soient en continuité avec ceux du col de Galilea. Mais plus on approche du P. Bauzá, moins nettement on observe la superposition, à ces marno-calcaires, des calcaires de la Mola de Son Cotoner.

L'interprétation de cet accident ne saurait être donnée avant des recherches plus détaillées, mais il paraît à première vue qu'il doive se réduire à une rupture et à un très léger chevauchement local. Dans cette hypothèse, ses relations et son orientation seraient à concevoir de la manière indiquée par nos profils XX et XXI.

Il ne paraît pas, en effet, possible de voir, dans la masse supérieure de la Mola de Son Cotoner, l'origine du témoin liasique de P. Bauzá, car la trace d'un tel pli couché s'observerait à l'O. de ce dernier sommet, et on ne l'y retrouve pas.

À l'E. de la Mola de Son Cotoner, l'érosion a entamé le calcaire liasique et a atteint le Trias, dans la dépression où sont bâtis la Finca de Son Cotoner et celle de Son Burguet.

L'éperon qui sépare la vallée du Torrent de Riera de celle de Son Cans est en majeure partie formé de dolomies et de calcaires à pistes du Trias, avec quelques traces de roches éruptives. Il comporte néanmoins, sur son versant S.E., un peu de calcaire liasique. On a déjà vu que, dans cette région, le calcaire du Lias apparaît très réduit, soit qu'il n'ait été déposé que sous une faible épaisseur, soit qu'il se trouve aminci par des actions tectoniques. C'est ce calcaire massif qui forme le fond du ravin descendant du col de Valldurgent à Son Cans. Le lit du torrent y est creusé. À 7 ou 800 mètres au S.S.O. de Son Morey, on observe que ce calcaire du Lias, qui forme le versant de la Mola de Son Cotoner, supporte, au bas du flanc N.O. de ce ravin, des marno-calcaires à silex, appartenant sans doute au Lias supérieur, puis du Tithonique. Ces terrains se poursuivent jusqu'au col de Valldurgent, et paraissent conservés à la faveur de deux replis synclinaux assez serrés, provoqués dans la Série II par le chevauchement de la masse de la Sierra Burguesa (Série III). Enfin, aux abords mêmes du col, apparaissent des calcaires lités clairs du Néocomien et des marno-calcaires assez fortement froissés. La série se complète par du Nummulitique; mais ce terrain ne s'observe qu'au flanc de la Sierra Burguesa, car ce n'est que sous la protection que les assises chevauchantes de la Série III lui assurent contre l'érosion, que la Série II peut être conservée dans son intégralité (voir ch. XI, fig. 107).

5. Les Lambeaux du Bajocien, du Néocomien et du Nummulitique des abords de Son Font. — La Série II, sous forme d'une vaste carapace bombée et gauchie, constitue le massif compris entre la vallée de Valldurgent et la vallée d'El Racho. Cette carapace s'est trouvée, ainsi qu'on l'a vu, dépouillée par l'érosion de presque tous les terrains tendres qui recouvraient la masse résistante de ses calcaires liasiques.

Mais, localement, des lambeaux en subsistent à sa surface, et, à son pourtour, elle en est sertie, dans la vallée de Valldurgent d'une part, dans la région de Calvia d'autre part, où son plongement est très rapide. En somme, on peut dire que la carapace liasique présente au S.E., au S., au S.O., à l'O., un plongement périclinal d'importance variable, mais toujours net. Aux abords de Calvia, il peut devenir extrêmement fort, notamment au moulin de S'Castell. Les calcaires du Lias y disparaissent rapidement sous les assises néocomiennes et nummulitiques qui constituent entre Calvia et la mer un vaste bassin.

Le chemin muletier qui unit Calvia à Galilea par dessus le massif que nous décrivons établit la liaison entre les divers lambeaux du Lias supérieur et du Tertiaire qui y ont été respectés par l'érosion, car ces lambeaux sont les seuls qui se prêtent à des cultures.

C'est par la colline de S'Castell que se termine le massif liasique, mais elle en est partiellement séparée par le vallon de Vallnegre. Au flanc O. de cette colline qui atteint 250 mètres, s'observent des marno-calcaires néocomiens très froissés supportant en discordance le Poudingue nummulitique.

Son flanc E. domine la ferme de Vallnegre. A 50 mètres au-dessus de ses bâtiments, s'observe une bande blanchâtre de marno-calcaires, qui paraissent être identiques à ceux du Néocomien. Gravissant la côte pour atteindre le col de Sas Cabanas, on note encore un lambeau de marno-calcaires, mais ici la présence de silex puis, dans les couches rougeâtres du col, de mauvais fragments de *Harpoceras* sp. et de *Cadomites Humphriesi* Sow. sp. indique que ces couches appartiennent au Lias supérieur et au Bajocien¹. Elles pendent fortement au S.O. et s'incurvent pour pendre au Sud un peu plus loin. Quant à la bande crétacée, on n'y peut observer de pendage. Mais il semble que tous ces dépôts soient simplement appliqués contre le calcaire massif.

Le chemin atteint bientôt Son Font, ferme bâtie sur un amas de poudingues nummulitiques représenté figure 105.

Passé ce lambeau, le chemin coupe de nouveau les calcaires massifs qui, au N. de la montagne, contiennent des bancs de grès et d'autres formés de calcaires à sections de gastropodes, très analogues à ceux que nous avons mentionnés dans le Lias moyen de la Province de Tarragone.

Enfin, avant d'arriver aux abords du P. Bauzá, on atteint, au revers d'une colline, un nouveau lambeau où apparaissent des calcaires à *Cancellophycus* contenant *Cadomites Humphriesi* Sow. sp. et des couches à *Neumayria*. L'étude de ce lambeau a été faite chapitre II, page 77.

Entre la Mola de Son Cotoner et S. Font, deux torrents ont profondément attaqué les calcaires massifs du Lias. Nous n'avons pas observé qu'ils aient atteint le Trias, mais nos observations dans ces gorges datent de longtemps : il est possible que leur étude y révèle de nouveaux affleurements et que l'on y retrouve la suite de la bande néocomienne du versant N.E. de la Mola de Son Cotoner, que nous avons interprétée comme provoquée par un chevauchement local.

6. La Vallée de Valldurgent. — Pour ne pas reproduire ici des coupes faisant double emploi, nous prions le lecteur de consulter la série des profils transversaux de la vallée de Valldurgent qui sont adjoints au chapitre XI, où est étudié le contact de la Série II et de la Série III.

Depuis le col de Valldurgent, où l'on a vu plus haut que s'observaient au complet les termes supérieurs de la Série II, la vallée de Valldurgent suit la ligne de contact des Séries II et III, ou, plutôt, elle suit la bande tendre de couches néocomiennes et nummulitiques qui accompagne ce contact.

Au col et dans le haut de la vallée, le Crétacé formé de marnes très froissées constitue le principal sédiment. On observe facilement qu'il s'appuie contre les calcaires liasiques du massif de Son Cotoner par l'intermédiaire de calcaires lités clairs qui doivent appartenir au Néocomien inférieur, puis de Tithonique formé de fausses brèches verdâtres et roses, enfin de calcaires marneux à silex du Lias supérieur.

Notre carte indique les grands traits de ce dispositif, mais l'échelle n'a pas permis de figurer les replis qui font affleurer de minces bandes de Tithonique redressé, parmi les couches néocomiennes que traverse la route.

¹ D'après de très mauvais fragments, il semble que des débris, peut-être remaniés, de fossiles bathoniens et oxfordiens existent ici.

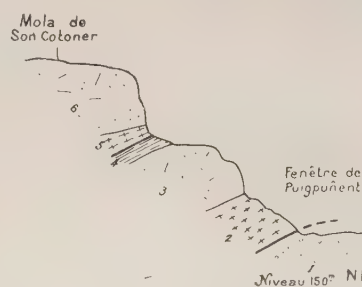


FIG. 104. — Coupe de la paroi de la Mola de Son Cotoner dominant la région de Son Serraltá. (Ech. 1/10.000°.)

De Valldurgent à Son Sastre, une dépression assez étendue des assises du calcaire liasique a permis aux sédiments tithoniques et néocomiens d'échapper à l'érosion. Il est facile de recueillir dans les champs, sur le pourtour des couches crétacées, de nombreux fragments de *Perisphinctes* sp., *Phylloceras Calypso* D'ORB. sp., *Aptychus latus* BEYR., etc., bien reconnaissables quoique en mauvais état de conservation.

A l'O. de Son Sastre, ce synclinal se continue, par une traînée de marno-calcaires à silex du Lias supérieur, qui, sauf une brève interruption, rejoint la dépression synclinale où nous avons mentionné plus haut le Crétacé et le Nummulitique de Son Font.

Les altitudes respectives de Son Font et de Son Sastre sont très différentes. Elles donnent une idée des gauchissements des assises de la Série II, sous la double influence de la résistance éprouvée vers la partie antérieure de la nappe, lors des plissements des Puigs Galatzó et Esclop et de l'action que la Série III a exercée sur celle qui lui était subordonnée, en la chevauchant, (profils XVIII-XX).

Ce plissement est assez oblique par rapport à la direction générale de poussée.

La ride de calcaires liasiques qui sépare le synclinal Son Font-Son Sastre de la vallée de Valldurgent s'abaisse rapidement au S.E. Mais le calcaire massif demeure à peu de profondeur au-dessous du Crétacé de la vallée.

Il pointe même au milieu du Néocomien, au pied du versant contre lequel est bâtie la Finca de Valldurgent. Un peu plus bas, et jusqu'en aval du Predio de Benátiga, le lit du torrent s'encaisse dans ces calcaires qui ne sont recouverts que d'une mince croûte de marnes crétacées. Nous n'avons pas observé, entre les uns et les autres, les termes ordinaires du Tithonique et du Lias supérieur, mais il est fort probable que de nouvelles recherches révéleront leur présence.

Jusqu'au S. de la cote 300, le vallon ne présente d'autres formations tertiaires que celles de son flanc méridional, qui sont recouvertes par la série de la Sierra Burguesa.

Mais à partir de ce point, les dépôts nummulitiques vont prendre une extension croissante.

Ils forment, au N.O. du cours du torrent, une traînée continue, séparée du versant de la Sierra Burguesa par les marnes écrasées du Néocomien, et de la carapace du massif liasique Font-Galiléa par une bande de Crétacé, de Tithonique et de Lias supérieur. Le chemin de Valldurgent à Calvia coupe vers $x = 6^{\circ} 90 + 500$, $y = 43^{\circ} 90 + 6400$, un petit amas de Nummulitique.

Mais tous les mamelons qui séparent ce chemin du torrent de Valldurgent sont constitués par des poudingues, des grès et des marnes rosées du Nummulitique. On verra par notre étude stratigraphique que nous croyons pouvoir attribuer toutes ces formations tertiaires à l'Oligocène. Aux abords de Calvia elles se trouvent conservées jusqu'au voisinage immédiat du massif liasique, reposant en transgression sur les marnes plissées du Néocomien et sur le Néocomien inférieur formé de calcaires clairs.

La route directe de Valldurgent à Sta Ponza suit le pied de la Sierra Burguesa, et demeure presque constamment sur le Crétacé. Les couches de ce terrain contiennent d'assez nombreuses Ammonites, mais la friabilité des marno-calcaires, augmentée par les plissements auxquels ils ont été soumis, est telle, que les fossiles sont à peu près impossibles à extraire. Nous y avons observé *Desmoceras difficile* D'ORB. sp., *Crioceras* sp., ainsi que des fragments de Bélemnites indéterminables.

Notre carte montre les rapports et l'orientation de ces formations, ainsi que l'extension des dépôts quaternaires qui les masquent en partie.

7. Région comprise entre Calvia et la mer. — L'extrémité de la Sierra Burguesa se termine par la série de sommets graduellement décroissants qui va de Sas Creus au Puig del Rey et au Puig Zaragoza. Les éléments antérieurs au quaternaire qui constituent le P. Morisca, le P. de Sa Sirvi et toutes les ondulations du terrain jusqu'à la Mola de Son Vich et jusqu'au N.O. d'Escapellá, appartiennent à l'extrémité occidentale de la Série II.

La topographie en est variée, mais les éléments stratigraphiques y sont assez monotones.

Notre carte montre à première vue la grande extension des formations oligocènes (voir ch. VI).

Elles comportent des couches sannoisiennes lacustres qui ne s'observent guère, à notre connaissance, que sur le rivage au pied du P. Gorvio, dans un petit monticule coté 40 sur la carte marine, aux abords O. de Tora, et au S. de Calvia.

Partout ailleurs, ce Nummulitique est constitué par de puissants amas de poudingues, coupés de niveaux gréseux ou marno-sableux sans fossiles. Ce n'est guère que dans la Sierra des Gats que nous avons pu y observer un niveau à *Nummulites intermedius-Fichteli*. En général les assises nummulitiques, transgressives sur le Crétacé plissé, sont elles-mêmes plissées.

Elles constituent tout l'ensemble de collines qui domine le P. Gorvio. On peut observer leur contact avec le Néocomien au versant N.O. du vallon de Sas Rotas Veyas. A 1 kilomètre au N. du kilomètre 19 de la route de Palma à Andraitx, ce contact disparaît sous les alluvions quaternaires. Sur les terrains nummulitiques, le sol est aride, uniquement planté de pins et de mièvres figuiers. Cette zone tertiaire à peu près stérile s'étend jusqu'au N.O. de Calvia, jusqu'à la petite montagne de Son Alfonso et jusqu'au soubassement de la Mola de Son Vich.

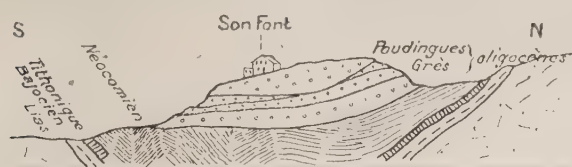


FIG. 105. — Coupe du lambeau synclinal de Son Font.

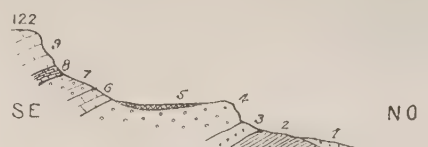


FIG. 106. — Coupe de la colline cote 122 S.O. de Sa Ponza. (Ech. 1/5.000^e.)

Une partie de la colline sur laquelle est bâti le bourg de Calvia est constituée par des poudingues nummulitiques. On observe ce conglomérat non loin de l'église. La route qui conduit de l'église au chemin de Calvia à Palma coupe des grès nummulitiques. C'est au pied de la colline, non loin du chemin de Palma, que nous avons observé des calcaires clairs contenant des *Bulimes* et des *Lymnées* en « poupées » analogues à ceux que l'on rencontre dans les calcaires à faune lacustre de la Playa de Paguera.

Localement, cette croûte de terrains oligocènes est crevée par l'érosion; le torrent qui descend de S'Auqueria et du P. Esclop par Son Vich Nou a atteint le Crétacé, et une large boutonnière s'étend au S. et au S.E. de Son Vich Nou et de Paguera. Le chemin de Son Vich Nou à Tora coupe des marno-calcaires dans lesquels nous avons recueilli quelques *Ammonites* en très mauvais état, qui appartiennent au Barrémien et qui ont été mentionnés page 115.

A l'E. de Son Vich Nou s'élève un monticule, dont le pied méridional est formé de marnes du Néocomien, et dont le sommet comporte des calcaires ivoirins du Néocomien inférieur. Il est probable qu'il s'agit ici d'un petit anticlinal asymétrique. Dès le N.E. de cette colline, reprennent les assises nummulitiques qui forment la petite montagne de Son Alfonso et qui s'étendent jusqu'aux abords d'Escapellà.

Entre les kilomètres 23 et 25 de la Carretera Real, le Nummulitique a été décapé par le petit ruisseau qui passe au N.O. de la maison de Palmira. De ce point au col de Camp del Ma, la grande route s'élève sur des marno-calcaires dont une partie devra être attribuée au Crétacé; mais on observe aussi, du kilomètre 24 au kilomètre 23.800, les bancs lités, du Lias supérieur à *Cancellophycus* et à silex. On y trouve quelques sections de *Bélemnites* et quelques très mauvaises *Ammonites*; parmi les empreintes nous avons reconnu *Haplopleuroceras subspinum* BUCKM.

Ces couches butent contre le Jurassique massif du P. Gros par une faille qui s'observe dans la tranchée de la route.

Des lambeaux de marno-calcaires, sans doute du Lias supérieur, existent entre la dépression qui sépare le P. Gros des sommets cotés 61 et 63 en amont de la Cala de Sas Llises.

Le reste du versant S.E. du Cabo Andritxol paraît formé de Lias calcaire; toutefois au bord de la Cala de Sas Llises on voit des marno-calcaires très froissés, néocomiens ou liasiques, plongeant presque verticalement à la mer, en contre-bas des masses liasiques qui les dominent.

8. **Autour de Santa Ponza.** — Nous avons donné (p. 159, fig. 64) le dispositif des assises

tertiaires de la Sierra des Gats et la manière dont elles reposent sur le Néocomien de la Cala Blanca de Santa Ponza, au N. du P. Revell.

Ce petit ravin de Cala Blanca est taillé dans le Crétacé, ou, mieux, suit de très près le contact des marno-calcaires du Lias supérieur et du calcaire massif du Lias, qui constitue le petit promontoire du Castillo. A 2 ou 300 mètres de la mer, nous y avons observé des marnes bleues fines et sombres extraites d'un puits de peu de profondeur, et nous avons recueilli de mauvais fragments de *Latisorsella latidorsata* MICH. sp., *Puzosia Mayoriana* D'ORB sp., *Desmoceras* sp., *Belemnites* sp. Il semble donc qu'ici les assises de l'Aptien et du Gault inférieur sont conservées.

La série de hauteurs du Puig Revell forme une masse de calcaires liasiques qui s'étend jusqu'à la grande route aux abords de Sas Rotas Veyas. On la voit disparaître entre le kilomètre 18,5 et le kilomètre 19 sous des marno-calcaires gris terreux, assez durs, lités, qui représentent apparemment le Lias supérieur.

Au S., les calcaires du P. Revell disparaissent sous le Quaternaire de Santa Ponza ou plongent dans la mer. Mais ils ne s'abaissent pas si rapidement qu'il ne leur reste accroché des débris, coupés de failles et assez incohérents, de marno-calcaires du Lias supérieur et du Néocomien.

Des dépôts de marès s'observent à l'E. de la Torre. D'autres, plus étendus, colmatent le fond du vallon de S^a Ponza. Ils reposent sur des marnes bleues, aptiennes ou albiennes, mises à jour par les travaux de réfection d'un puits. Le marès prend une plus grande extension entre Malgrats et la cote 122. Il recouvre une part des assises nummulitiques qui forment ce dernier sommet, et il rejoint les vastes dépôts de marès du P. Refeubeitx et du Cabo de Cala Figuera.

Nous donnons (fig. 106) une coupe de la cote 122.

Du marès (1) émergent des marnes (2) qui supportent des grès (3) et du poudingue (4) nummulitique. Une partie des bancs de poudingue est masquée par des alluvions quaternaires (5). Au flanc même de la cote 122 ils supportent des calcaires (6) gris sublithographiques, d'apparence légèrement siliceuse, qui présentent beaucoup de ressemblance avec ceux, lacustres, de la région d'Inca, mais ici le microscope y révèle des Miliolites et des Mélobésies, en sorte qu'il faut les considérer comme marins.

La partie supérieure de ces couches se charge de cailloux roulés (7), puis passe à des calcaires à *Lithothamnium* (8) qui sont, enfin, couronnés par (9) un nouveau banc de calcaire à Miliolites et à Mélobésies.

La face Nord de la cote 122 permet d'observer sous le Nummulitique des marnes albiennes qui y sont exploitées dans des carrières et dont nous en avons extrait (voir p. 123) : *Puzosia Mayoriana* D'ORB. sp. pars; *Puzosia Gelulina* Coq. sp.; *Anisoceras armatum* P. et Rx. Sous ces couches semble apparaître le Lias supérieur.

Tout le reste de la dépression de Santa Ponza est recouvert par des alluvions quaternaires¹.

¹ Principaux points dont l'étude ou l'interprétation seraient à reprendre : 1° Coupe et prolongement du synclinal déversé au Nord de Galiléa ; 2° Vérification nouvelle de la nature des calcaires couronnant le P. Bauzá ; 3° Etude de la corniche N.E. de la Mola de Son Cotoner ; 4° Etude des ravins qui descendent du P. Bauzá vers Valldurgent.

CHAPITRE XI

SIERRA DE SA BURGUESA

1. Esquisse d'ensemble. — La Sierra de Sa Burguesa ou Sierra Burguesa, large de 4 à 5 kilomètres, s'allonge dans une direction S.O.-N.E. sur environ 4 lieues, et domine immédiatement la partie N.O. de la baie et de la ville de Palma. Elle culmine en son milieu au Puig Gros (485 m.) et s'abaisse, en se rétrécissant, vers chacune de ses extrémités, qui sont le P. Zaragoza, au S.O., et, au N.E., l'éperon que contourne le Torrente de Riera, aux abords d'Establiments.

Ce petit massif forme, tant au point de vue orographique qu'au point de vue proprement géologique, un tout remarquablement homogène et nettement délimité.

La Sierra Burguesa est, en effet, constituée par une écaille de terrains triasiques, jurassiques, crétacés et tertiaires qui chevauche la Série II, définie et étudiée dans les chapitres qui précèdent.

Ce chevauchement se suit avec une continuité parfaite des abords d'Establiments au P. Creus par le versant N. de la Sierra. La lame ou l'écaille de Sa Burguesa présente, dans ses grandes lignes, un pendage au S.E. qui fait affleurer ses termes stratigraphiques supérieurs au bord de la baie et de la plaine de Palma, avant qu'ils disparaissent sous les alluvions quaternaires ou sous les flots.

L'existence réelle de ce chevauchement est démontrée par deux fenêtres, que deux torrents ont ouvertes au flanc méridional de la Sierra, l'une au N.E., en amont de Son Singata, l'autre au S.O. à Sa Viña. Chacune d'entre elles atteint, sous le Trias de base de la Sierra Burguesa, le Tertiaire ou le Secondaire de la Série II.

Si la Série III ne présente ici aucun plissement important, elle n'en est pas moins fortement gauchie, en sorte que les terrains tendres du Crétacé et du Tertiaire ont pu être conservés dans des dépressions en forme de cuvette ou de sillon évasé dont l'orientation ne montre aucun rapport direct avec la direction du pendage général.

La principale de ces dépressions, transversale par rapport à la chaîne, s'allonge de Son Rapiña au pied méridional du P. Cans. La région crétacée et oligocène de San Muntaner n'en représente qu'un diverticule latéral.

La seconde nous a conservé les affleurements de Néocomien et de Tithonique des abords de Bendinat. Quelques petites failles ajoutent des complications de détails à ce dispositif général.

Nous allons décrire successivement la ligne suivant laquelle s'effectue le chevauchement de la Série III sur la Série II, les fenêtres, et enfin les détails du versant méridional de la Sierra Burguesa.

2. La Ligne de chevauchement, d'Establiments à Son Cans. — Nous avons indiqué, dans le chapitre VII, les grands traits de la géologie de la dépression tertiaire qui avoisine Establiments et qui appartient à la partie supérieure de la Série II.

Telle que nous la concevons, la Sierra Burguesa repose, au moins partiellement, sur le prolongement S.O. de ces assises. Le torrent de Riera suit leur ligne de contact depuis Can Deya jusqu'à l'éperon de Son Inglada et l'a en majeure partie couverte d'alluvions.

Si de Can Deya on se dirige vers l'amont, la ligne de contact nous apparaît d'abord comme indécise. A l'embranchement de la route directe de Palma, du poudingue nummulitique redressé est en contact avec des calcaires, probablement jurassiques, de la Sierra Burguesa. Mais cette ligne,

qui s'élève légèrement au-dessus du chemin de Puigpuñent, prend bientôt sa signification, et nous observons, dans un premier ravin, le chevauchement très net du Néocomien broyé de la Série II par les couches de la Série III (fig. 78 et 79, p. 201). Nous avons décrit ces particularités jusqu'à Son Cans.

La Série II, qui est très réduite au N.E. de cette ferme, ne tarde pas à acquérir plus d'importance ; elle se complète des assises du Nummulitique, et on y note même un repli de Crétacé et d'Oligocène. Depuis la source jusqu'à ce point, la surface de chevauchement s'observe très nettement au flanc de la Sierra Burguesa et montre des dolomies litées claires, reposant partout sur la Série II.

Le calcaire jurassique de la Série III s'y montre sous un faciès assez particulier, fort répandu dans la Sierra Burguesa, caractérisé par un aspect subdolomitique et une grande abondance de vacuoles. Nous avons cru devoir en faire un type spécial, mais latéralement ces couches passent à des calcaires massifs à peu près identiques à ceux que l'on trouve ailleurs. Nous pensons que ce caractère particulier est dû à une décomposition partielle par les eaux de surface.

Depuis Son Cans et le Puig Cans jusqu'au P. Creus, nous allons suivre ces mêmes assises, ne présentant que des différences de détail quant à leur dispositif et aux conditions dans lesquelles elles chevauchent la Série II. Notre figure 107 donne les coupes en série que nous avons relevées tout le long du versant septentrional de la Sierra Burguesa.

Nous les avons complétées vers le N.O. afin qu'elles puissent être utilisées par le lecteur qui consultera les paragraphes du chapitre VI ayant trait aux vallons de Son Cans et de Valldurgent.

3. Les Abords du col de Valldurgent. — Au col même, le dispositif indiqué par nos figures se complique de lambeaux renversés et intercalés entre la Série normale II et les dolomies de la Série III.

On observe en ce point la succession suivante :

Sur les marno-calcaires du Crétacé inférieur (5) et les marnes crétacées (6), sans doute barrémiennes, reposent des marnes roses oligocènes (7), du poudingue nummulitique (8), puis un lambeau de poussée reversé formé de Tithonique et de calcaires à silex du Lias supérieur. Le tout supporte la Série de Sa Burguesa (coupe III). Ce dispositif varie très rapidement. Entre cette coupe et la précédente ce sont des marno-calcaires sableux sans doute du Lias supérieur, mais peut-être identiques aux couches d'Andraitx à *Posydonomya alpina* A. GRAS, qui surmontent le poudingue nummulitique.

Aux abords immédiats de Valldurgent les poudingues nummulitiques présentent des bancs presque dépourvus de cailloux sombres, fait très exceptionnel dans l'Oligocène de Majorque.

Immédiatement au S.O. de la Finca de Valldurgent, le chemin direct de Palma permet de faire facilement la coupe de ce versant (IV, fig. 107). Il semble que, là, on soit simplement en présence d'un repli synclinal couché de la masse crétacée et nummulitique du substratum.

En effet, les marnes roses de l'Oligocène se trouvent sous et sur les poudingues, et dans cette dernière position elles sont séparées de la Série III par des marnes crétacées écrasées, analogues à celles sur lesquelles elles reposent dans les autres coupes de cette région.

La partie N.O. de cette coupe montre le Lias calcaire de la Série II émergeant du Crétacé, et quelques-uns des replis du Tithonique, dont nous avons fait mention chapitre VI, qui traduisent sans doute une notable disharmonie de plissement entre les couches marno-calcaires et leur substratum de calcaires massifs (profils XIX et XX).

Les niveaux tithoniques ont été partout identifiés par leurs fausses brèches roses et vertes ou par des fossiles. Le Tithonique renversé de la coupe III nous a fourni en particulier *Pygope janitor* PICT. sp. et *Aptychus latus* v. MEY.

4. Aval de la vallée de Valldurgent. — A partir des abords du col de Valldurgent, la

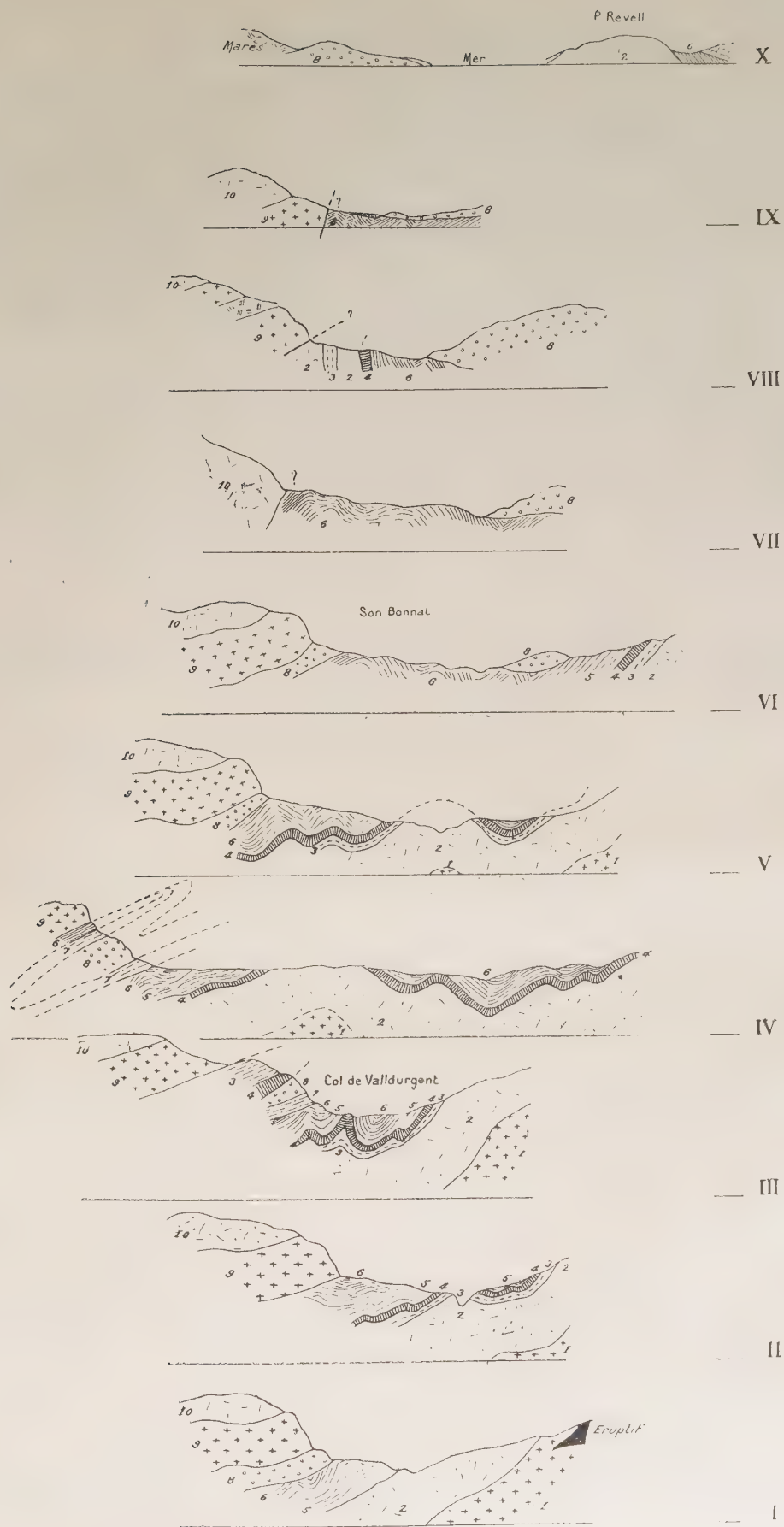


Fig. 107. — Coupes en série perpendiculaires à la ligne de chevauchement de Valldurgent.

1, Dolomie du Trias; 2, Calcaire du Lias moyen; 3, Lias supérieur à silex; 4, Tithonique; 5, Néocomien inférieur; 6, Marnes crétacées; 7, Marnes roses oligocènes; 8, Poudingues oligocènes; 9, Trias de la Série III; 10, Jurassique de la Série III.

superposition de la Série III aux poudingues et au Crétacé de la Série II tend à devenir moins nette, du fait de contacts presque verticaux.

On suit toutefois avec facilité jusqu'en aval de Son Bonnat (coupes V et VI) le chevauchement en question, mais l'intercalation de Nummulitique entre le Crétacé et la Série III est moins générale. Le liséré que porte notre carte réunit schématiquement quelques affleurements de poudingues, qui sont à la vérité disjoints. La coupe V montre que le torrent s'est encaissé dans le Lias calcaire subordonné au Néocomien. Non loin de la zone figurée sur cette coupe, le calcaire du Lias couronné par des bancs horizontaux, sans doute tithoniques, émerge un peu de la masse des marnes néocomiennes, en une petite crête qui représente un anticlinal, flanqué de deux petits synclinaux où le Crétacé a été conservé.

En aval de Son Bonnat, non seulement le Nummulitique ne s'interpose plus entre le Néocomien et la Série III, mais celle-ci ne paraît plus comporter de Trias, à sa base, et son Lias bute contre le Crétacé, comme par le jeu d'une faille.

Les couches du chaînon Burguesa - P. Creus ont même l'air, en certains points, de pendre vers le N.O. (coupe VII).

Plus loin, vers l'aval (coupe VIII), le Trias réapparaît à la base du versant du P. Creus. Il domine un complexe formé de calcaires liasiques, de Lias supérieur, de Tithonique et de Néocomien, redressés à la verticale et supportant, quelques centaines de mètres plus au N.O., la puissante masse des poudingues oligocènes de Calvia et Santa Ponza.

Ces deux dernières coupes seraient donc de nature à faire supposer que, alors que le massif de la Sierra Burguesa chevauche bien la Série II dans sa partie N.E., il n'a été affecté, à son extrémité S.O., que d'un déplacement tangentiel réduit ou nul.

La fenêtre de Sa Viña, qui se trouve sur l'autre versant de P. Creus précisément en face de la région dont les coupes ne montrent pas de charriage net, permet toutefois de penser que le chevauchement existe comme à l'autre bout de la chaîne et que ce sont des dispositifs locaux des couches qui masquent les preuves de ce phénomène.

Le versant N.O. des Puigs del Rey, Ginesta et Zaragoza, n'apporte plus d'indications utiles à ce sujet, la bande de Néocomien qui longe le pied de ces montagnes ne tardant pas à se rétrécir, puis à disparaître sous les alluvions.

Nous donnons toutefois ici une coupe (IX) par le P. Ginesta et une dernière par le P. Revell, car elles montrent combien fortement s'abaissent vers cette extrémité de la chaîne les masses si puissantes et si fortement plissées de la Série II que nous avons étudiées dans un précédent chapitre.

Notre coupe X montre aussi que l'on peut considérer à partir du P. Zaragoza la Série III comme virtuelle. Elle a sans doute été complètement décapée par l'érosion et sa limite exacte vers le S. disparaît sous les formations quaternaires du Cabo de Cala Figuera.

5. L'Extrémité N.E. de la Sierra Burguesa. — Reprenons l'étude de la Sierra Burguesa au torrent de Riera.

Le chemin direct de Palma, partant de Can Deya et passant par Bella Vista, en coupe l'extrémité rétrécie et surbaissée.

Sitôt au S. du contact de la Série III, pendant au N. avec les poudingues nummulitiques mentionnés ci-dessus, on chemine sur des calcaires sans doute jurassiques jusqu'au sommet de la crête que le chemin passe dans une tranchée. On observe en ce point un petit accident qui montre que des tassements et des cassures de faible rejet sont venus modifier la disposition des affleurements. Il en est de même vers Can Deya, où quelque accident local a dû provoquer le pendage vers le N. des assises jurassiques.

Au S. de la petite faille de Bella Vista, le chemin demeure sur les calcaires lités du Lias supérieur qui, légèrement froissés, disparaissent sous les alluvions quaternaires de la plaine.

Mais cette tache de Lias supérieur est étroitement limitée, et, à l'E. comme à l'O. du chemin les calcaires jurassiques supportent les cailloutis quaternaires sur lesquels sont bâties les nombreuses maisons et les petites localités du voisinage de la capitale.

Si l'on suit — autant que le permettent les clôtures des propriétés — la limite du Quaternaire, et du Jurassique, on ne tarde pas à atteindre vers Son Puchot, au N.O. de la Vileta, le bord de la dépression transversale que nous avons indiquée comme étant le plus important des gauchissements de la Série III dans ces parages.

Elle est très élargie ; son grand axe est à peu près indiqué par la route qui, des abords de Son Serra, gagne le ravin S. du Puig Cans.

Les terrains néocomiens et tithoniques sont appliqués contre le calcaire de la Sierra Burguesa et plongent dans l'ensemble près de Son Puchot au S.E., au S., puis au S.-S.E.¹.

Les alluvions envahissant le fond de la dépression ne permettent pas l'observation des pendages, mais on retrouve ces terrains à l'E. de l'éperon qui domine Son Vida, où ils plongent à l'E.

Autour du Predio de Son Vida se dessine une petite cuvette accessoire.

Toute la Sierra Burguesa est boisée de pins. La limite des forêts coïncide presque partout avec celle du calcaire qui est altéré et revêt un caractère particulier qui le fait ressembler à des cargneules.

Sa masse, dans la région qui nous occupe, est en grande partie recouverte par les dépôts travertiniques si fréquents sous le ciel méridional. Il est probable que cette croûte masque des cassures de détail ; ainsi des couches, peut-être triasiques, apparaissent localement dans les ondulations de terrain entre le N. de Son Vida et le Col de Cans.

L'éperon qui sépare la vallée de Son Vida du ravin S. du P. Cans montre sur son versant O., quelques mètres à l'intérieur du bois, la succession suivante, avec pendage à l'O.-N.O. :

- 1° Calcaire de la Burguesa.
- 2° Calcaire à silex (Lias supérieur).
- 3° Tithonique.
- 4° Calcaire ivoirin clair lité représentant le Néocomien inférieur.
- 5° Marnes à *Desmoceras* sp.

Les cultures qui atteignent le bord de la forêt sont établies sur le Crétacé.

La colline sur laquelle est bâtie la maison de Son Vida est composée en majeure partie de Tithonique dont les fausses brèches à Ammonites sont entamées par la route à 200 mètres au S.E. de la maison. Ce Tithonique, décrit page 97, émerge des marnes néocomiennes qui se retrouvent au pied S., à l'E. et au N. du mamelon. A l'O., réapparaît le Lias supérieur.

Toute cette dépression, dont Son Singata occupe le milieu, laisse apercevoir quelques pointements des poudingues nummulitiques qui s'y sont conservés.

Il en paraît à environ 600 mètres à l'O. de Son Vida² ; d'autres s'observent vers la bifurcation des routes de Son Vida et de Cans. Mais le meilleur affleurement apparaît non loin de Son Puchot, où on peut observer le contact discordant des poudingues nummulitiques sur le Crétacé, qui est ici représenté par du Barrémien à *Desmoceras difficile* n'ORB. sp., et par des marnes où l'on recueille de mauvais débris d'Ammonites pyriteuses, peut-être aptiennes.

Si l'on remonte le ravin qui débouche à Son Vida, par le chemin forestier qui suit à peu près le lit du torrent, on atteint un point où le ravin bifurque, une de ses branches se dirigeant au N.O. et l'autre, en direction de Valldurgent, à l'O. Ces branches sont très courtes et représentent simplement deux petits

¹ Les pendages locaux ne sauraient être pris en considération d'une manière absolue, car plus les terrains sont élevés au-dessus du Lias calcaire plus ils sont irrégulièrement et fortement froissés.

² Vers le bas et le milieu de la croupe crétacée qui s'élève vers Son Vida, les dépôts quaternaires sont formés par une brèche de gros fragments de dolomies, soudés par un ciment presque cristallin, en sorte que ce conglomérat très résistant prêterait facilement, en tout autre lieu, à une confusion avec des dolomies mylonitisées.

bassins de réception séparés par un éperon arrondi ; or, aux abords de Son Vida, le calcaire jurassique contre lequel sont plaqués le Tithonique et le Néocomien, se montre assez peu épais, et déjà à mi-chemin entre Son Vida et le point de bifurcation des ravins, on atteint les dolomies du Trias dont le pendage au S.E. est fort et très variable. Mais ces dolomies elles-mêmes sont rapidement traversées, et l'on constate que le bas de la croupe qui sépare nos deux ravins est formé de poudingue nummulitique certain, reposant sur des marnes et des marno-calcaires du Néocomien.

Ce petit pointement de sédiments crétacés et tertiaires est complètement entouré et dominé par le Trias de base des calcaires de la Burguesa. C'est la fenêtre de Son Vida (profil XXII). Elle confirme l'hypothèse que nous avons faite, à savoir que la ligne de contact anormal de Valldurgent n'est pas une simple faille oblique, mais correspond à un véritable chevauchement, qui mesure ici un minimum de 2 kilomètres et qui, en réalité, est sans doute de plus grande amplitude.

Si l'accident de Valldurgent avait pu être interprété comme une simple faille oblique, il eût été osé de vouloir y rechercher l'origine — la racine — des témoins charriés qui s'observent dans la région d'Andraitx ; mais du moment que nous sommes bien en présence ici du charriage de la Sierra Burguesa sur la partie orientale de la Série II, il devient beaucoup plus naturel et facile d'attribuer à ce charriage l'ampleur qu'implique l'existence des lambeaux de la Série III, reconnus vers Andraitx et, peut-être, au P. Bauzá.

6. La Région de San Muntaner. — L'extension et l'ampleur des calcaires jurassiques s'accroissent vers l'O., et tout le massif de la Sierra Burguesa atteint son maximum d'importance au P. Gros (485 mètres). Nous n'avons pas parcouru cette partie des montagnes depuis la découverte de la fenêtre de Son Vida. Il est possible que d'autres ravins, parmi ceux qui entaillent si profondément les calcaires, atteignent le Trias et même son substratum. Nous nous bornerons à mentionner l'apparition des dolomies du Trias au fond du petit barranco situé vers $x = 6^{\circ}90 + 6.000$; $y = 43^{\circ}90 + 8.200$, et de couches, sans doute aussi triasiques, mises à jour par le ravin du torrent de Mal Pas, entre la Sierra de Son Sureda et El Caragol.

Ces deux chaînons s'avancent fortement vers la baie de Palma, et s'abaissent sous les sédiments secondaires et tertiaires de Genova et de Bellver, mais les calcaires jurassiques de Sa Burguesa demeurent en quelque sorte à fleur de terre, et ils réapparaissent sous forme de petits dômes à Sa Torre, au Puig Muntaner et à Son Puig d'Orfila.

C'est au N. de la crête de Son Sureda et du chapelet de pointements jurassiques, qui lui fait suite, que se trouve la petite cuvette de San Muntaner que nous avons définie comme un diverticule de la dépression de Son Singata.

La partie N.O. de la cuvette de San Muntaner est formée de couches marno-calcaires du Néocomien, continuation de celles de Son Vida ; localement, des replis provoquent l'affleurement des fausses brèches tithoniques et des bancs plus clairs qui leur sont superposés et contiennent : *Pygope diphya* LMK. sp.

Le fond du vallon qui sépare San Muntaner de Son Vida est en partie occupé par de larges dépôts d'alluvions récentes.

Au N.O. de San Muntaner les assises néocomiennes et tithoniques, plaquées contre le Jurassique, affectent avec lui la forme d'un synclinal élargi dont l'axe est fortement relevé vers le N.O. C'est cette dépression que suit le chemin direct de Palma à Valldurgent.

La bordure N. des couches qui s'appuient contre le Jurassique gauchi montre des marno-calcaires du Lias supérieur, puis du Tithonique plongeant au S.O. ; le fond de la dépression est tapissé de couches néocomiennes.

Le flanc S.O. du vallon paraît limité par une faille qui met en contact le Jurassique avec le Néocomien.

Il faut gagner le S. de la cuvette, c'est-à-dire le bas de l'éperon de Son Sureda, pour retrouver la série stratigraphique habituelle. Le calcaire liasique qui affleure en de nombreux points et constitue ici le bord méridional de la cuvette supporte des marno-calcaires lités, dont nous avons établi (p. 61, fig. 35) l'âge alénien.

Le Tithonique qui n'est pas fossilifère en ce point nous a fourni à Santa Eulalia même : *Perisphinctes transitorius* OPP. sp. ; *Phylloceras* sp. ; *Collyrites friburgensis* OOSTER.

Sur ces couches, vient un Néocomien, pauvre en fossiles mais net, formé à la base de calcaires sublithographiques à grain très fin, et, plus haut, par des calcaires légèrement marneux. Les couches qui le surmontent, un peu plus compactes, contiennent au S. de Puig Muntaner et à la carrière de Son Sureda : *Desmoceras difficile* D'ORB. sp. ; *Phylloceras infundibulum* D'ORB. sp. Elles sont donc barrémiennes.

Enfin, sur elles, repose le Gault, puissant de 30 mètres environ qui, au centre de la cuvette, a été protégé de l'érosion par un capuchon de formations nummulitiques formant la colline au flanc sud de laquelle est bâtie la ferme de San Muntaner (voir p. 123, fig. 47).

On voit à la carrière de San Muntaner un terrain marno-sableux, jaune, sans fossiles, transgressif sur ces couches, sur lequel ont glissé les blocs de la couverture nummulitique, puis, près de la ferme du même nom, un banc dur, à Miliolites, où nous avons rencontré un Gastropode indéterminable, paraissant être une *Natica*.

Le poudingue nummulitique avec bancs de grès fin, pendant à 20 degrés environ au S.O., couronne cet ensemble.

Au S. de la colline, apparaît, vers la base des poudingues, une intercalation de calcaires à Nummulites (*Nummulites* cf. *vascus* de l'Oligocène).

On observe nettement la discordance entre le Nummulitique et les couches sous-jacentes. La direction du plissement anté-oligocène était orientée E.-S.E. - O.-N.O., alors que le plissement principal est orienté du S.-S.E. au N.-N.O.

Au S. et au S.E. de la colline de San Muntaner, affleurent, à nouveau, les marno-calcaires néocomiens, mais ils sont limités par les pointements de calcaire liasique du Puig Muntaner.

Vu l'équidistance de 50 mètres adoptée, la carte rend mal les détails topographiques et il n'est pas possible d'y figurer convenablement la répartition des divers terrains.

L'examen de nos levés d'ensemble suggère, soit pour la dépression néocomienne de Son Singata, soit pour celle de San Muntaner, l'idée que ces terrains pourraient appartenir à la Série II et supporter les assises charriées de la Sierra Burguesa. Nos coupes de détail sont autant de raisons de repousser cette hypothèse, mais nous croyons utile d'insister sur le fait que, selon nous, il ne peut être question ici que d'un régime de gauchissements irréguliers de la surface de la Série III.

7. Région de Genova. — On a vu que les contreforts de P. Caragols parviennent jusqu'aux abords de Genova.

Les couches redressées du Tithonique s'observent facilement le long du chemin de Son Puig d'Orfila à ce village, entre la route de Santa Eulalia et lui. Au S.O. de la route, le Néocomien affleure dans les champs. Il est recouvert par le Miocène transgressif qui forme tout le promontoire de Punta Colomé, contre lequel est bâti le bourg de Terreno, et que couronne le beau château royal de Bellver. La limite approximative de la couverture miocène remonte à flanc de coteau depuis le kilomètre 5,5 de la route d'Andraitx jusqu'à Genova. Au N.-N.E. le Miocène disparaît sous le manteau d'alluvions quaternaires qui borde tout le pied des montagnes.

Ce Miocène est décrit dans la partie stratigraphique de ce mémoire. Nous nous bornerons à indiquer ici les observations que l'on peut faire à sa limite occidentale.

Un ravin descendant de Genova et isolant topographiquement le massif miocène des contreforts de la Sierra Burguesa aboutit à la Cala Mayor. Son débouché et les abords de la côte sont plaqués d'alluvions anciennes ; mais, à 50 ou 100 mètres de la mer, on peut observer qu'il est taillé dans le Néocomien dont les marno-calcaires renferment des fragments d'Ammonites.

Si l'on gagne Genova par le chemin quittant la route d'Andraitx au kilomètre 5, on foule le Miocène jusqu'en haut de la croupe.

Un peu avant de rejoindre le chemin d'El Retiro, on observe sous le Miocène des dépôts nummulitiques dont nous donnons, figure 108, la disposition.

Sur le Néocomien (1) qui occupe la majeure partie des pentes du ravin de Genova reposent des

marnes jaunes du Nummulitique (2), puis une masse lenticulaire de poudingue (3) surmontée des marnes roses si typiques de l'Oligocène (4).

Enfin, discordant sur de nouveaux poudingues (5), vient un calcaire douteux, peut-être miocène (6).

Mais le Miocène certain affleure au bord de la route, et dans ses bancs de mollasse jaunâtre abondent les grandes huîtres du groupe de *O. Grassissima* LMK.

Aux premières maisons de Genova, le Miocène revêt déjà plus de puissance, mais repose directement sur les marnes néocomiennes apparaissant dans le ravineau que contourne la route avant d'entrer dans le village.

Aux abords du kilomètre 6 de la route d'Andraitx s'embranché un chemin qui, par Son Tápara, gagne, en s'élevant graduellement au flanc de la montagne, la route de Genova à Son Batle.

L'éperon de Son Tápara, dont le pied est plaqué de formations quaternaires et de brèches de pentes, montre à sa partie supérieure des affleurements de marno-calcaires du Lias puis du

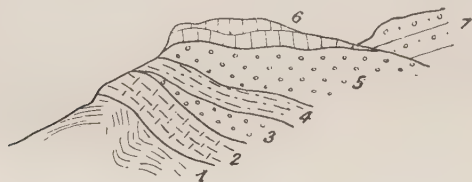


FIG. 108. — Contact du Nummulitique et du Néogène au Sud de Genova.

Tithonique et du Néocomien; enfin aux abords du chemin de Genova on retrouve le Tithonique et le Lias supérieur plaqués contre le calcaire de la Sierra Burguesa. La région comprise entre l'éperon de Son Tápara et le Miocène de Genova et Bonanova se présente donc comme le rebord d'un gauchissement qui relève vers l'O. les couches néocomiennes, fortement froissées par des plissements de détail, du ravin de Cala Mayor.

Le ravin qui descend de Son Batle vers Cas'Catalá par l'O. de l'éperon arrondi de Son Tápara est en partie masqué par des alluvions. On y note toutefois un peu de Néocomien. Mais l'étude de cette région reste à faire.

Il en est de même des rochers qui, entre Cala Mayor et Cas'Catalá, bordent la mer et que nous portons sur notre carte comme miocènes, sans pouvoir leur attribuer un âge certain.

8. Bendinat. — La cuvette irrégulière de Bendinat est la dernière des dépressions de la Sierra Burguesa, où nous aurons à mentionner le Crétacé. Le Néocomien et le Tithonique y ont été signalés avec d'abondantes listes de fossiles par HERMITE, et nous étudions ces formations au point de vue stratigraphique dans la première partie de ce travail.

Ici nous tenterons d'indiquer brièvement la répartition des terrains et des accidents qui les affectent.

La cuvette de Bendinat forme une dépression cultivée, allongée du N.O. au S.E., et limitée : au N.O., par les contreforts jurassiques du Puig Gros (485 mètres); à l'O., par un petit bombement de calcaire du Lias : le P. Gros de Bendinat (133 mètres). Au S.O. et au S., les formations crétacées reposent sur le Jurassique de la Serreta de Bendinat (colline occupée par la Batterie de Illetas). Ce Jurassique se peut suivre en bordure de la mer, jusqu'à la route d'Andraitx, où il se relève en un nouveau bombement, la Serreta de Sa Piqueta, qui borde la cuvette de Bendinat au N.E. et au N.

La route d'Andraitx traverse, sur environ 1 kilomètre, la partie orientale de cette dépression, dont la partie N.O. se rétrécit beaucoup vers le château de Bendinat.

Vers le milieu de la dépression s'élève une colline de marno-calcaires crétacés que coupe, à l'O., la route de la ferme de Bendinat.

Un très étroit prolongement du Crétacé de Bendinat s'insinue, comprimé et reployé en synclinal, entre le P. Gros de Bendinat et la Sierra Burguesa.

Cette dépression de Bendinat a été évidemment provoquée par des gauchissements du calcaire sous-jacent, mais aux gauchissements se sont ajoutées les cassures, et l'allure de détail des couches revêt en certains endroits des dispositions encore énigmatiques.

Nous allons donner une rapide énumération des coupes que nous avons relevées et des conclusions auxquelles leur analyse nous amène, en commençant par la coupe transversale du bassin de la Serreta de Sa Piqueta au P. Gros (fig. 109).

Contre le calcaire jurassique (1) du P. Gros s'appuient du marno-calcaire sableux probablement du Lias supérieur (5), puis des bancs réguliers de Tithonique (6), couronnés par un niveau noduleux rosé (7) qui supporte les marno-calcaires néocomiens (8 et 9); on ne relève plus cette succession au versant de la Serreta de Sa Piqueta, où le Crétacé bute par faille contre le Jurassique.

Cette faille ou, plutôt, les petites fractures du bord de la Serreta sont schématisées par la coupe fig. 110.

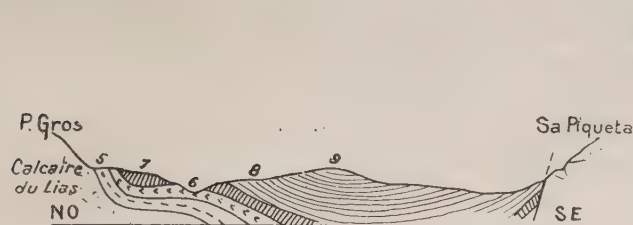


FIG. 109. — Coupe transversale du bassin de Bendinat.

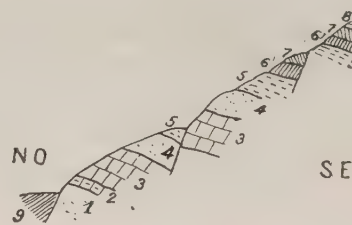


FIG. 110. — Coupe de détail du versant N.O. de la Serreta de Sa Piqueta.

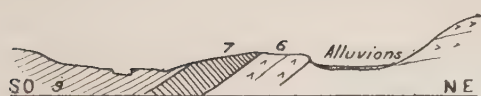


FIG. 111. — Coupe du Tithonique au coude de la route d'Andraitx, entre les kilomètres 8 et 9.

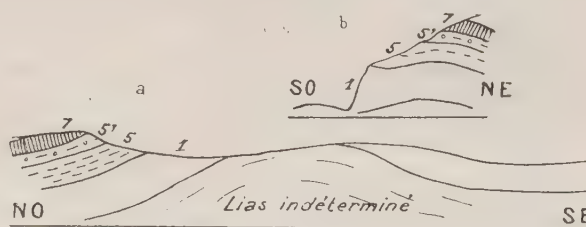


FIG. 112. — a) Coupe longitudinale du bord N. de la tranchée de la route d'Andraitx, kilomètre 8,2; b) Coupe transversale correspondante.

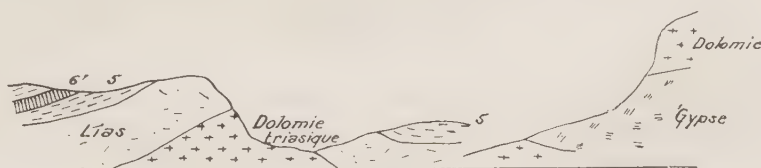


FIG. 113. — Coupe de la carrière de gypse de Bendinat.

- 1, Calcaire lité jaune; 2, Calcaire du Lias à Gastropodes; 3, Calcaire saccharoïde rose; 4, Grès à gros grains de quartz rose; 5, Marno-calcaires aaléniens à *H. subspinatum* BUCKM.; 5', Couches lie de vin à *Coelocératidés*; 6, Tithonique inférieur en dalles; 6', Tithonique rose; 7, Tithonique blanc; 8, Néocomien inférieur; 9, Marnes du Néocomien supérieur passant peut-être à l'Aptien.

Sur des calcaires lités jaunâtres (1) repose un banc de calcaire à section de Gastropodes ressemblant au type de couche que nous avons eu l'occasion de signaler, soit à Majorque, soit dans le Lias moyen de la Province de Tarragone (2); après un banc de calcaire concrétionné (3) viennent des calcaires saccharoïdes jaunes rosés, des grès à gros grains de quartz rose et des grès fins (4), puis (5) marno-calcaires durs à cassures bleuâtres avec tache de rouille où nous avons recueilli des fragments d'*Ammonites* aaléniennes.

Ces marno-calcaires contiennent des lits de silex, on y observe aussi d'abondants *Cancellophycus*.

Sur eux reposent un Tithonique en fausse brèche rose (6), puis en brèche verdâtre (7), enfin des calcaires clairs ivoirins lités, sans fossiles (8), qu'ailleurs nous avons attribués au Néocomien inférieur.

Les deux cassures qu'indique notre coupe semblent être à faible rejet, car elles sont localisées et on n'observe qu'un accident peu important sur leur prolongement, le long de la route.

Nos figures 111 et 112 rapprochent deux coupes prises l'une à peu près parallèlement aux précédentes

vers le coude de la route, entre les kilomètres 8 et 9; l'autre le long du tronçon de route qui se trouve à l'O. de ce coude, c'est-à-dire obliquement par rapport à elles.

La coupe 111 montre la masse des marno-calcaires (9) reposant sur les couches noduleuses blanc-rosé du Tithonique (7), puis les dalles des niveaux inférieurs de cet étage (6).

La coupe 112 pose une question très délicate, c'est celle des couches rouges à fossiles bajociens.

A l'endroit où la route atteint le bord E. de l'affleurement du Néocomien, on observe sous le Tithonique des calcaires du Lias. Le Tithonique est redressé contre eux. Une faille oblique fait brusquement apparaître des couches violacées renfermant, outre le *Lytoceras tripartitum*, d'abondantes *Cadomites* caractéristiques du Bajocien.

Notre coupe 112 a en montre l'aspect dans la tranchée de la route; la coupe 112 b, perpendiculaire à la précédente, montre l'interprétation que nous donnons de ce dispositif :

- 1° Calcaire saccharoïde jaune.
- 5° Calcaire massif gris aalénien, 1 m. 20.
- 5' Couches lie de vin, violacées, à *Cadomites*.
- 7° Tithonique franc.

On peut se demander si la couche lie de vin s'est déposée au Tithonique et si les *Ammonites* bajociennes y sont remaniées. Nous admettons dans notre étude stratigraphique que le niveau à *Cadomites* est bien en place et non remanié (p. 81).

On retrouve ce dernier sur le côté S. de la route; mais, dès le haut de la colline, il est recouvert par du Quaternaire.

La dépression de Bendinat s'effile vers le kilomètre 9 de la route qui, dès sa sortie des tranchées de Bendinat, atteint le Quaternaire, puis le calcaire massif du P. Gros de Bendinat.

Revenons à la Serreta de Sa Piqueta.

On a vu (fig. 110) qu'elle représente simplement, par rapport à la cuvette de Bendinat, un anticlinal d'assises liasiques rompu par de petites failles en gradins.

Si l'on suit l'arête de cette Serreta en se dirigeant vers la Sierra Burguesa, on quitte les marno-calcaires du Lias supérieur (fig. 113); on descend une paroi de calcaires massifs et l'on atteint des dolomies triasiques pendant au S.E. Dans un ravin au N.O. du point où s'effectue le raccord de l'arête de Sa Piqueta et du massif principal, on exploite du gypse ($x = 6^{\circ}90' + 900$; $y = 43^{\circ}90' + 4.600$).

En contre-bas de ce gypse et des dolomies triasiques dans le ravin, non loin de la conduite d'eau de Bendinat, apparaissent des calcaires identiques à ceux du Lias et des marno-calcaires. Ces roches ne sont pas assez nettement caractérisées, et leur position est trop incertaine pour en conclure à l'existence, ici, d'une fenêtre, mais nous croyons très désirable qu'une étude plus attentive vienne préciser s'il y a là simplement l'effet de quelque cassure, ou une dislocation de plus grande importance.

On verra, pl. 3, profil XX, la coupe du Néocomien que nous avons signalé plus haut entre le P. Gros et la Sierra Burguesa. C'est dans ce synclinal resserré que nous avons trouvé *Douvilleiceras Martini* D'ORB. sp., fossile aptien.

Le versant O. du P. Gros de Bendinat ne porte plus trace de Crétacé, et, depuis le point où elle est encaissée entre cette colline et la Serreta de Bendinat, jusqu'au col de Sas Batallas, la route royale n'entamera plus que les alluvions anciennes du Quaternaire.

9. La Sierra Burguesa, du P. Gros au P. Zaragoza. — Nous n'avons pas approfondi l'étude ardue et ingrate de la Sierra Burguesa. Elle se réduirait à la délimitation de boutonnières de Trias, apparaissant sous le Lias dans des fonds de torrents. Sans doute y ajoutera-t-on la découverte de quelques fenêtres.

Nos profils XVIII et XX montrent l'allure générale que nous supposons être celle de cette montagne.

Mais il convient d'étudier avec plus de détails la région de Sa Viña qui, précisément, nous

apparaît comme une fenêtre, et particulièrement bien placée, puisqu'elle correspond au point du versant N. du P. Creus, où on serait tenté de contester l'existence des chevauchements.

Deux ravins entament le flanc S.O. du P. Creus : l'un dans lequel pénètre un chemin qui quitte la route royale un peu après le kilomètre 12, l'autre dans lequel s'insinue un chemin qui part du kilomètre 13 environ.



FIG. 114. — Coupe à travers la fenêtre de Sa Viña. (Ech. 1/5.000°.)



FIG. 114 bis. — Détail de la tranchée d'accès de la carrière supérieure.

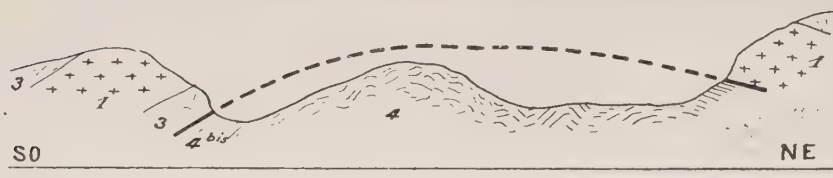


FIG. 115. — Coupe à travers la fenêtre de Sa Viña, perpendiculaire à la précédente. (Ech. 1/5.000°.)

Les bassins de réception de ces deux torrents ont crevé Lias et Trias, et, sous les dolomies, ont atteint des marno-calcaires tendres à *Haplopleuroceras subspinatum* BUCKM.

L'érosion a fait se rejoindre partiellement les deux bassins de réception, isolant ainsi une colline formée de calcaire liasique à base de dolomie, qui masque aux voyageurs passant sur la route la cavité creusée au flanc de la montagne. Sur les marno-calcaires du Lias supérieur ainsi mis à jour, on a tenté quelques cultures, d'où le nom de Sa Viña.

Quant au Trias, il comporte un niveau à gypse exploité par des carrières, l'une au fond du bassin de réception du Torrent Est, l'autre dans l'avancée des formations triasiques au-dessus du Lias supérieur entre les deux bassins de réception.

Nos coupes (fig. 114 et 115), perpendiculaires l'une à l'autre, montrent que cette fenêtre correspond au bombement local de la Série III, sous lequel se sont accumulés les marno-calcaires rabotés sur la Série II par le charriage. Le Trias présente localement une épaisseur très réduite.

Ce bombement, s'il ne paraît plus assez accentué pour provoquer la formation d'une fenêtre, ne s'en poursuit pas moins vers l'O., et on observe des roches éruptives et des argiles bariolés dans le Trias qu'il met à jour.

Le Trias affleure jusqu'au col que passe la nouvelle route de Calvia, et au col même on observe aussi des gypses ainsi qu'au flanc S.O. de P. del Rey.

Quant au P. Ginesta et au P. Zaragoza, nous les croyons formés de calcaire de Lias. Toutefois la route royale qui passe entre eux montre, non loin du monument commémoratif et du Pino de Los Moncadas, des couches gris jaunâtre sableuses litées assez redressées, qui sont peut-être l'équivalent du Lias supérieur à *H. subspinatum* BUCKM.

CHAPITRE XII

LA RÉGION D'ANDRAITX

Les coupes de nos planches I et II montrent, par leur incohérence, combien la constitution de cette partie de l'île est encore peu connue. Nous ne pouvons même pas, comme pour d'autres segments de la chaîne, donner une hypothèse d'ensemble à peu près admissible.

Nous décrirons dans les premiers paragraphes de ce chapitre les coupes et observations de détail que nous avons relevées, mais au lieu de les raccorder au fur et à mesure, en leur attribuant leur place logique dans le canevas général de la chaîne, nous réservons pour un paragraphe final l'essai d'une interprétation qui n'a d'ailleurs qu'une valeur toute temporaire de première approximation.

Nous commencerons par l'étude des collines d'Escapdellà à Andraitx et au Puerto de Andraitx.

Cette zone est celle dont la géologie est la plus simple. La Série II que nous avons étudiée au chapitre IX supporte les témoins de la Série III qui forment les sommets de la Mola de Son Vich de la Sierra de Garrafa et d'une partie de la Serreta de Cala Blanca.

Sous la double action de la compression tangentielle et du rabotage de masses charriées de la Série III, tendant à entraîner leur substratum, les sédiments de la Série II se sont ployés en plis serrés et se sont imbriqués localement, comme on peut l'observer au versant N.O. de la Sierra de Garrafa.

1. **La Région de Son Fortuny.** — Les conglomérats oligocènes de Calvia se poursuivent en une puissante masse, peu plissée, jusque dans la Mola de Son Vich, au versant N. de Cabo Andritxol, et au lambeau isolé de Cala Blanca de Camp de Ma.

Ces conglomérats sont formés des éléments ordinaires de l'Oligocène marin : poudingues à cailloux noirs, avec intercalation de grès gris, sans fossiles.

Le contrefort S.O. de la Mola de Son Vich les montre extrêmement puissants. Au point culminant de ce contrefort, — le Puig de la Atalaya — un banc demeure en saillie et mime par son allure quelque témoin reposant sur le nummulitique. En réalité, il s'agit d'une assise oligocène qui est parfaitement à sa place.

Mais, par contre, l'Oligocène paraît supporter à la Mola de Son Vich des terrains charriés.

Si l'on suit cette masse d'Oligocène par le N.E. et le N., on gagne la vallée de Son Vich où le Nummulitique s'observe jusqu'à l'embranchement d'Escapdellà. On atteint alors son substratum, qui est formé de Néocomien plissé. Ce Crétacé apparaît dans la vallée de Son Vich Vey et son affleurement se poursuit jusqu'à l'endroit où la route de Sa Coma atteint une petite cluse, taillée par le torrent dans le Jurassique contre lequel s'appuient les couches néocomiennes.

Le milieu du flanc S.O. du vallon est formé de poudingue nummulitique.

Si du vallon de Son Vich on gagne le col qui sépare la Mola de Son Vich de la Sierra de Garrafa, on coupe une succession de replis qui se traduisent par des affleurements parallèles et étroits de Néocomien, de Tithonique, de marno-calcaire du Lias supérieur et de calcaire massif.

Ces replis sont schématisés sur nos coupes (pl. I) et se poursuivent dans la dépression de Son Fortuny, qui, ouverte au S.O. vers la mer, est limitée au N. par la Sierra Garrafa, au N.O. par la Mola de Son Vich et au S.E. par le P. Atalaya. Au col Garrafa - Son Vich même, un relief perpen-

diculaire à la ligne de partage des eaux est formé de Tithonique redressé. Notre coupe trop schématique l'indique en un anticlinal régulier, alors qu'en réalité il semble rompu; des marno-calcaires du Lias supérieur affleurent à son bord S.E. et paraissent en contact avec les marnes néocomiennes dominées par la paroi de la Mola de Son Vich.

Le sentier qui, de ce col, gagne la tour du Col d'Andraitx passe, au bas du versant S.E. de la Sierra de Garrafa, tantôt dans des éboulis, tantôt dans des marno-calcaires, qui paraissent bien appartenir au Lias supérieur par leur faciès et la présence de silex et de *Cancellophycus*, quoique ce dernier caractère n'ait rien d'absolu.

A 1 kilomètre de la tour, les couches tithoniques et liasiques sont crevées par un petit bombement allongé de calcaire massif. Au pourtour s'observent le Tithonique très caractéristique et le Lias supérieur, si réduit et irrégulier qu'il n'a pu être convenablement porté sur notre carte. Toutes ces couches sont très disloquées.



FIG. 116. — Coupe du contact du témoin de la Mola de Son Vich et du Nummulitique de la Série II dans le vallon de S. Fortuny.



FIG. 117. — Contact du Nummulitique et du Secondaire de la Série II entre S. Fortuny et la route d'Andraitx.

Si du col de Son Vich on gagne le versant du P. Atalaya et le fond de la dépression, on suit un chemin qui passe au pied des parois N.O. de la Mola de Son Vich et contourne un puissant contrefort de cette montagne au pied S. duquel est la maison de Son Fortuny.

On observe non loin du col des marno-calcaires, d'un faciès analogue à celui des couches du Lias supérieur et qui plongent sous la masse charriée de la Mola.

Il en est de même d'autres assises, que nous prenons pour du Néocomien. Une bonne source sourd, ici, selon le contact de ces marnes et du calcaire ou des dolomies qui les surmontent.

Non loin de Son Fortuny s'interpose, entre ces calcaires et les marnes, la terminaison des couches de poudingues nummulitiques du P. Atalaya.

Le chemin qui gravit la Mola de Son Vich, depuis le col, passe d'abord sur des calcaires dolomitiques ou des dolomies parfois vacuolaires, puis il atteint du calcaire dont la surface ondulée est attaquée par l'érosion. Aucun pendage n'est visible.

Cette masse calcaire, en certains points presque aussi puissante que celle qui couronne la Sierra Garrafa, porte à son sommet des conglomérats qui paraissent être nummulitiques.

Les adversaires de notre interprétation pourront assimiler ces poudingues à ceux du pourtour de la montagne et admettre que celle-ci représente, dans une région effondrée, un débris demeuré en saillie. Mais, outre que les calcaires et les dolomies se montrent superposés aux conglomérats, sur presque toutes les faces de la montagne, ils apparaissent encore plus nettement au vallon de Son Vich dont nous donnons (fig. 116) la coupe longitudinale schématique.

En aval de Son Fortuny, qui est bâti sur ces poudingues de base, dominés par les parois abruptes de la masse charriée, s'observe le contact de Nummulitique avec son substratum.

La coupe de ce contact est donnée par notre figure 117.

On y voit trois profils orientés S.E.-N.O., pris entre Son Fortuny et la route royale, et qui compléteront nos coupes d'ensemble.

Aux abords de la route de Palma au pied du contrefort du P. Atalaya, la bande de Tithonique

forme un petit monticule et il semble que le calcaire massif qui pointe auprès du Tithonique soit légèrement imbriqué sur lui.

Non loin de là, on observe à la base des poudingues oligocènes un mince niveau de calcaires lacustres sannoisiens.

A partir du S.O. de la route, le Tithonique et le Néocomien disparaissent, recouverts par des dunes, mais ils affleurent entre le kilomètre 25,5 et le kilomètre 25. Au col, les tranchées du chemin coupent, ainsi qu'on l'a vu, du calcaire massif qui supporte le poudingue nummulitique, lequel forme, au versant du Cabo Andritxol qui domine le fond de la Cala Camp de Ma, deux petites taches synclinales, séparées, serties de marno-calcaires crétacées.

2. **Serreta Cala Blanca.** — La courte et large vallée de Son Fortuny dans laquelle débouche le vallon évasé qui accède au col d'Andraitx aboutit dans la Cala Camp de Ma.

Le lit du torrent qui a creusé cette dépression suit son bord S.E., c'est-à-dire la bande de Néocomien, alors que la partie N.O. de la vallée, formée de sédiments plus durs du Lias, montre les saillies émoussées des collines du pied de la Serreta Cala Blanca.

Notre carte et nos coupes d'ensemble schématisent ce dispositif où l'on voit, au N. de la baie, les plis de calcaire liasique pincer les couches à *H. subspinum* BUCKM. des lambeaux du Crétacé et des couches de Tithonique redressé. Des poudingues oligocènes reposent sur le tout, au N. de Cala Blanca.

Le sentier qui contourne le monticule de poudingues oligocènes par le N. de la cote 128 montre (fig. 118) la discordance du Tertiaire sur les plis du Secondaire.

Nous avons donné par ailleurs (fig. 43) la coupe du gisement d'Aptien et de Gault de Cala Blanca.

La partie N.O. de cette figure montre la discordance du poudingue sur les assises secondaires et la succession des couches oligocènes.

La bande des marnes crétacées et des couches tithoniques et liasiques contre lesquelles elles s'appuient passe, en direction S.-N., le col qui sépare la Serreta Cala Blanca du Puig Montanya et atteint les abords du Puerto de Andraitx où nous la retrouverons.

Le promontoire, du P. Montanya au Cabo Llamp, est formé de calcaire massif du Lias, sans pendage visible, et de dolomies du Trias. Dans la dépression entre ce chaînon et la cote 161 apparaissent des couches blanchâtres marno-sableuses à fragments de Céphalopodes.

1° Calcaire marneux séparé par des lits marno-sableux avec *Posydonomya alpina* A. GRAS.; *Phyllocera* sp.; *Patoceras annulatum* D'ORB. sp.; *Lytoceras tripartitum* D'ORB. sp.; *Cancellophycus*.

2° Calcaires marneux plus sableux.

3° Calcaires clairs à cassure ivoirine lités en bancs de 0 m. 20 à 0 m. 30.

Cette bande se suit à flanc de coteau vers le N.E., mais ne tarde pas à disparaître sous la croûte quaternaire.

Les sommets cote 101, P. Marmacen et Mola paraissent principalement constitués par des calcaires liasiques; un beau placage de marès occupe l'isthme de la Mola et se poursuit tout le long de la côte jusqu'en amont du Puerto de Andraitx.

Nous admettons que les terrains que nous venons de mentionner au pied de la Mola de Son Vich dans la dépression de Son Fortuny - Cala Camp de Ma et entre Cala Blanca et le Port d'Andraitx appartiennent à la Série II.

La Serreta de Cala Blanca, la Sierra de Garrafa, le sommet de la Mola de Son Vich appartiennent, eux, à la Série III et reposent par des surfaces de contact anormal sur les couches plissées de la Série II.

Si l'on suit le flanc S.E. de la Serreta Cala Blanca, on y aperçoit le Crétacé écrasé et redressé de la Série II, sur lequel reposent les dolomies triasiques couronnées de calcaire massif du Lias.

Ce Crétacé, qui fait partie d'un synclinal, est, au S.E., en contact avec des calcaires du Lias du substratum redressés en anticlinal.

Au contact de ces couches comme sur le bord S.E. de la masse anticlinale de calcaire liasique, on observe un liséré de Tithonique.

Au fur et à mesure que l'on s'approche du col d'Andraitx, l'importance de l'extension superficielle du Néocomien augmente, sans doute par le fait de l'enfoncement de l'anticlinal de calcaire liasique sous-jacent ; puis la bande crétacée se rétrécit en amont de Binorella, parce que le Trias charrié de la Serreta la recouvre partiellement, dans un contrefort qui s'avance vers cette maison. Elle se poursuit toutefois, rétrécie, jusqu'au col qu'elle passe à l'O. de la route.

Au-dessus de Binorella et jusqu'au col, des marnes rouges et vertes avec gypse, représentant sans doute le Keuper, s'interposent entre les dolomies du Trias charrié et le Crétacé. On peut bien observer cette disposition dans le petit vallon, qui, aux abords du col, sépare l'éperon de Binorella de celui qui porte les moulins à vent.

Une fois le col passé, le Néocomien disparaît sous les alluvions et les terrains cultivés du versant septentrional de la Serreta. Toutefois, trois affleurements de Crétacé vont réapparaître et confirmer, par leur position, l'hypothèse d'après laquelle la partie terminale de la Serreta serait charriée par dessus eux.

Ce sont celui de Son Orlandis, un second en $x = 6^{\text{e}} 70 + 5.000$; $y = 23^{\text{e}} 90 + 4.300$, et un troisième entre ce dernier et l'extrémité de la bande de Cala Blanca.



FIG. 118. — Coupe du poudingue oligocène de Cala Blanca.



FIG. 119. — Coupe de l'éperon O.-N.O. de la Serreta de Cala Blanca.

Suivant le flanc de la montagne, du col vers Son Orlandis, on note par places, dans les champs, des taches claires qui sont souvent des dépôts calcaires superficiels. Mais au S.E. du monticule de Son Orlandis, on retrouve les marnes crétacées et, longeant le chemin qui passe derrière le peñon jurassique, on trouve, sous ce terrain, le Crétacé pyriteux fossilifère (Barrémien-Aptien).

Notre carte et notre profil VII, pl. I, montrent la disposition de ces diverses assises.

Nous n'avons pas eu le loisir de vérifier, depuis la guerre, si c'est le Lias calcaire ou le Trias qui repose sur le Crétacé.

Il en est de même du flanc N.O. de la Serreta. Quant au contact sur le versant S.E. nous l'avons vérifié en revisant après la guerre nos anciennes notes.

Le second affleurement de marnes néocomiennes s'observe ainsi que nous l'avons dit en $x = 6^{\text{e}} 70 + 5000$; $y = 23^{\text{e}} 90 + 4300$.

Un petit éperon de la Serreta s'avance ici vers le N.

La coupe (fig. 119) y montre émergeant des brèches de pentes :

- 1° Marno-calcaires et marnes crétacés.
- 2° Calcaire massif.

Enfin, entre cet affleurement et l'extrémité de la bande de Cala Blanca, les terrains réapparaissent en un pointement intermédiaire.

De l'allure des contacts décrits au S.E. de ce chaînon et des coupes ci-dessus, nous croyons pouvoir conclure que la masse supérieure de la Serreta Cala Blanca est charriée et repose ici sur la Série II.

Quant au détail de ce témoin, il est assez difficile à donner. On y suit de part et d'autre de l'arête une bande de couches rougeâtres. Les calcaires du sommet paraissent liasiques.

3. **Le Col d'Andraitx.** — On a vu que le col d'Andraitx sépare les deux témoins de la Sierra Garrafa et de la Serreta Cala Blanca et que l'érosion y a atteint et entamé le substratum de

ces témoins, substratum extrêmement disloqué que nous allons décrire brièvement, mais dont l'étude de détail reste à faire.

Une coupe E.O., à peu près selon la ligne de partage des eaux, montre ces assises déversées les unes sur les autres ; la succession considérée topographiquement de bas en haut est la suivante :

- 1° Marnes néocomiennes.
- 2° Tithonique rose.
- 3° Tithonique en gros blancs lités.
- 4° Calcaires noduleux, en dalles minces à patine blanche.
- 5° Marno-calcaire lie de vin écrasés à fossiles du Bathonien.
- 6° Marno-calcaires lités gris à cassures piquetées de taches de rouille à faune bajocienne.
- 7° Calcaire marneux aalénien.
- 8° Calcaire zoogène subcristallin.
- 9° Calcaire massif de la Sierra Garrafa.

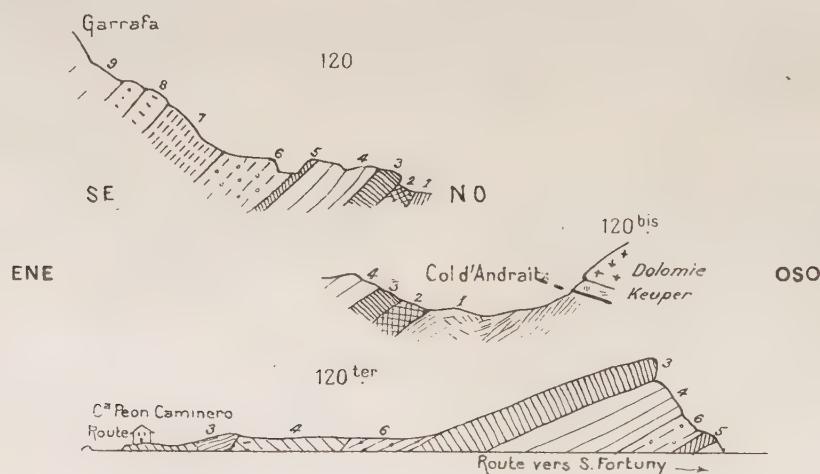


FIG. 120. — Coupe de la Série renversée du col d'Andraitx.

FIG. 120 bis. — Le bord S.O. du col formé par la série charriée de la Serrata de Cala Blanca.

FIG. 120 ter. — Coupe selon le chemin du Col d'Andraitx à Son Fortuny.

Si l'on suit la route de Son Fortuny depuis son embranchement jusqu'au point où elle contourne l'éperon S. de la montagne, elle montre une succession de cassures de détail incohérente, et cet éperon même permet d'observer les mêmes couches en ordre presque normal (fig. 120). Mais la colline de la tour en contrebas de ce chemin les montre de nouveau renversées (fig. 35).

Ici, le Tithonique en fausses brèches prend une plus grande extension. Il contient d'assez nombreux fossiles, d'ailleurs en mauvais état, dont la liste est donnée dans le chapitre consacré à ce terrain.

Le versant S. de la Sierra Garrafa nous amène rapidement au point où nous avons arrêté notre description, et où un bombement anticlinal, orienté S.E.-N.O., fait émerger hors des marno-calcaires jurassiques et crétacés, des calcaires massifs.

La coupe, entre eux et ceux charriés de la paroi de Garrafa, est en partie masquée par des éboulis ; il semble que, là encore, apparaissent des couches de Lias supérieur renversées sur le Tithonique.

Le versant du col qui s'abaisse vers Andraitx est en grande partie plaqué d'alluvions ou couvert de terres cultivées qui en masquent les détails géologiques.

Nous avons recueilli beaucoup de fragments de marno-calcaires du Lias supérieur dans les pentes qui dominent la route.

4. **La Sierra de Garrafa.** — La masse, probablement charriée, de la Sierra de Garrafa qui surplombe de ses hautes parois verticales le col d'Andraitx se présente à première vue comme un élément étranger, rapporté sur les masses calcaires qui apparaissent, froissées, sous sa base.

A distance, cette apparence est très nette.

Au S., à l'E., à l'O., au N., la masse en recouvrement est taillée par des à-pic de 60 à 100 mètres. Ce n'est qu'au N.O. qu'elle présente un aspect légèrement différent.

Si l'on examine le détail de ces flancs verticaux, ils ne laissent pas que d'inspirer quelques doutes quant à l'exactitude de cette hypothèse simpliste.

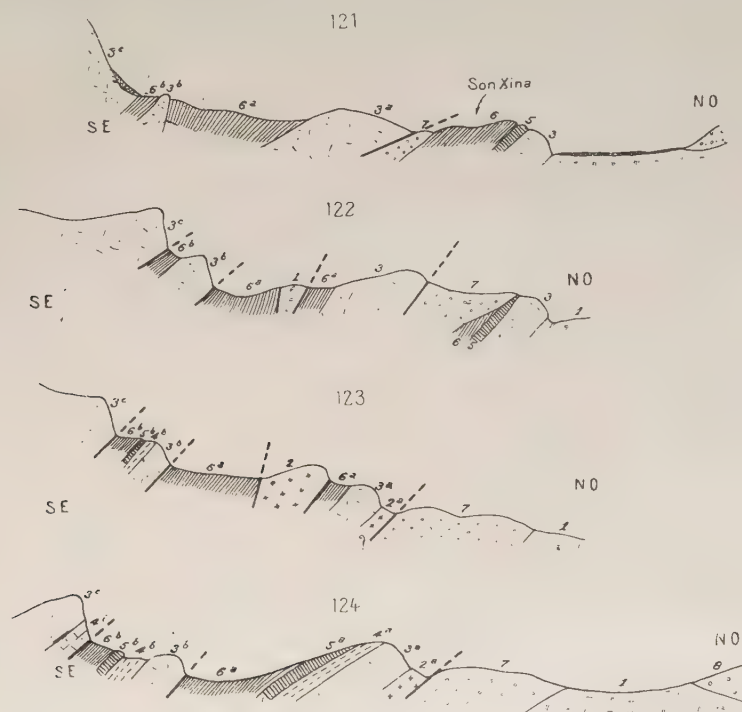


FIG. 121 à 124. — Coupes en série du versant N.O. de la Sierra Garrafa.

(Ech. 1/10,000*.)

(Voir légende dans le texte.)

Parmi ces points de détail où ces assises paraissent renversées sur le Tithonique et non proprement charriées, il faut citer la coupe du col d'Andraitx. En outre, il ne semble pas y avoir correspondance et continuité entre la masse de la Sierra de Garrafa et celle de la Serreta Cala Blanca. Ailleurs, aux abords de Sa Cova, à l'O. de la cote 401, les marno-calcaires du Lias donnent l'impression qu'ils montent contre la masse calcaire. Mais aucune des interprétations que suggèrent ces aspects locaux ne permet d'expliquer la structure de cette montagne. Et jusqu'à ce que nos successeurs en cette étude apportent de nouvelles observations, nous proposons l'hypothèse qu'expriment nos profils, planche I.

Sur son versant S.E., nous l'avons dit, les parois verticales surplombent les bords ou les tranches du jeu de petits plis anticlinaux et synclinaux décrits dans la dépression de Son Fortuny et au col séparant la Sierra Garrafa de la Mola de Son Vich.

Sur son versant N.O., face à Andraitx, les coupes de détail vont nous révéler des imbrications assez logiques en elle-mêmes, mais troublées par des présences insolites de Trias.

Jusqu'au S.E. de Son Xina, les cultures cachent les sédiments.

Aux maisons de ce nom le chemin qui, d'Andraitx, gagne la Trapa et le sommet de la Sierra de Garrafa, coupe les terrains suivants (fig. 121 à 124).

Au fond du ravin, le Trias rouge, marnes du Keuper ou argiles produites par la décomposition de roches éruptives (1), puis viennent :

- 3° Calcaire massif du Lias.
- 5° Tithoniques en fausses brèches roses et vertes.
- 6° Marnes crétacées.
- 7° Conglomérats nummulitiques.

Sur ces conglomérats est poussée, avec un chevauchement moins net que celui que nous indiquons dans notre schéma, une imbrication à termes incomplets, ou rendus méconnaissables par l'écrasement, où l'on retrouve le calcaire massif (3a) des marnes crétacées assez étendues et très froissées (6a). Une partie de cette coupe est cachée par des éboulis et des bois dans lesquels pénètre la route.

Puis vient une seconde imbrication avec :

- 3b Calcaire massif.
- 6b Crétacé broyé.

Enfin, la paroi de la Sierra de Garrafa (3) haute et inaccessible dont le pied est formé d'éboulis.

Si l'on monte par la route de Sa Trapa qui sinue sur la bande inclinée des couches 5a, on ne tarde pas à atteindre une masse de marnes irisées qui paraissent coincées dans le Crétacé.

Dans cette partie, la paroi 3a est infranchissable, mais la coupe étudiée, d'une part en amont du chemin, d'autre part par la vallée de Coma Calenta, nous a montré la succession indiquée figure 122.

Elle ne diffère de la précédente que parce que le poudingue nummulitique transgressif sur le Secondaire recouvre en ce point le Crétacé, le Tithonique et une partie du calcaire du Lias, et surtout par le lambeau de Keuper qui apparaît dans les couches 6a.

L'écaille supérieure formée toujours de Lias massif 2b et de Crétacé broyé 6b est un peu plus épaisse que sur la coupe précédente.

Mais la bande de marnes 6b est réduite à une étroite corniche à flanc de paroi.

Coupe 123. — Au bord de la coupe le Tertiaire repose sur du Keuper certain, non loin de là affleurent des gypses.

Sur ces conglomérats viennent des calcaires dolomitiques douteux 2a, puis le Lias moyen 3a, des marnes écrasées 6a et une masse importante de Trias, représenté, cette fois, par des dolomies (2).

Au-dessus, réapparaît le Crétacé froissé 6a.

La paroi du Lias calcaire qui le domine 3b est réduite.

Mais on peut distinguer dans les couches qu'elle supporte :

- 4b Lias supérieur;
- 5b Tithonique;
- 6b Crétacé, formant une étroite corniche.

Enfin, avec la figure 124 qui se place en amont de Son Ripou, on atteint la partie de la montagne où les trois écailles sont le plus complètement individualisées.

Sur le poudingue oligocène, la première est complète est formée des termes suivants :

- 2a Dolomies du Trias;
- 3a Calcaire massif;
- 4a Lias supérieur;
- 5a Tithonique;
- 6a Crétacé.

Cette bande de Crétacé, qui prend assez d'extension pour qu'on y ait établi des cultures, supporte l'écaille suivante qui est également complète; on peut l'étudier environ 100 mètres au N.E. de cette coupe, par le sentier qui de Sa Trapa accède au champ cultivé de la corniche supérieure.

La masse terminale de la Sierra Garrafa est formée ici de calcaires massifs dont la base revêt le faciès à brèches dolomitiques que nous avons décrit chapitre II et attribué au Lias inférieur (Li).

Il est remarquable que le Trias franc n'apparaisse pas ici.

La coupe d'ensemble que nous donnons (pl. 1), passe un peu plus au N.E. encore.

On y voit que toute cette masse calcaire de la Sierra Garrafa pend vers le S.E. et que ce que l'érosion du torrent de S'Auqueria en a respecté se montre appliqué contre le Crétacé de l'écaille *b*.

Nous n'avons fait qu'une fois l'ascension du sommet de la Sierra Garrafa. L'étude de ces lapiez et de ces garrigues reste à faire. Elle montrera, sans doute, la raison pour laquelle cette masse calcaire se présente avec une si anormale épaisseur apparente.

Quoi qu'il en soit, nous croyons pouvoir la considérer comme formant un tout au point de vue très général qui nous occupe.

Cette masse charriée a dû pénétrer, comme un soc, dans son substratum, et en entraîner des éléments qui se sont accumulés en imbrications, plus ou moins complètes et plus ou moins écrasées, suivant les conditions locales de pression.

Restent les débris de Trias enchâssés dans les calcaires *6b*. Nous ne pouvons nous résoudre à les attribuer aux écailles. Il nous paraît plus simple d'y voir des fragments de Trias de base de la lame charriée, qui se seront insérés dans le terrain meuble d'une de ces écailles, dans le temps, où, incomplètement arrachée, elle n'était encore qu'un synclinal déjeté.

Il convient d'ajouter à cette esquisse, pour lui enlever son aspect trop séduisant, que la cluse du torrent de S'Auqueria qui coupe l'extrémité N.E. de la Sierra Garrafa et la sépare du P. Grua ne montre pas tous ces termes avec netteté.

La bande *6b*, en particulier, paraît fort écrasée et est peut-être discontinue. La lame de Lias calcaire *3b* prend une grande extension. Le chemin qui monte de Sa Coma est tracé sur les terrains meubles *4a*, *5a*, *6a*. Le calcaire *3a* forme une grosse croupe, mais il semble qu'il s'intercale, entre lui et les marno-calcaires qui normalement doivent le surmonter, un peu de dolomies douteuses (voir carte).

Enfin, le bas de la coupe est surtout sujet à caution et les rapports du poudingue nummulitique avec le Trias de Sa Coma Calenta et les conglomérats néogènes (8) qui se trouvent au Nord sont encore à préciser.

Mais le point qui reste particulièrement à vérifier, c'est l'exactitude de la partie de la coupe qui correspond aux rochers séparant Sa Coma de la région Sa Cova - Col de la Mola de Son Vich. C'est là surtout que les niveaux marneux sont écrasés, que des fractures interviennent et que le schéma que nous donnons apparaît contestable (voir pl. I).

5. **P. Grua.** — Cette montagne s'élève sur le prolongement de la Sierra Garrafa, mais nous n'y trouvons pas les preuves d'un recouvrement aussi net. Pour la majeure partie, elle est composée d'éléments qui représentent la continuation du substratum des calcaires charriés de la Sierra Garrafa, et il convient d'en commencer la description par les parties avoisinant Escapdellá, qui se montrent directement liées au complexe oligocène et crétacé de Son Vich.

C'est aux abords de Son Vich que se termine la masse des conglomérats oligocènes que nous avons suivie depuis Calvia.

Le Crétacé qui la supporte, plissé et froissé, forme le fond et le versant N. du vallon, et s'étend jusqu'aux moulins d'Escapdellá, sous forme de marnes. Vers le village lui-même apparaissent les marno-calcaires qui représentent ses niveaux inférieurs.

Auprès du cimetière, le bombement de toutes ces assises, quoique léger, est suffisant pour faire affleurer le Tithonique. Puis les couches semblent se redresser : Crétacé, Tithonique et Lias marneux, plaqués contre le Lias calcaire, remontent au N. d'Escapdellá avec pendage S.E. contre le versant du P. Grua (pl. I, coupes A à E).

La réalité est plus complexe que cette coupe simple ne le laisse croire.

En effet, à l'O. du village apparaît, dans la colline qui sépare le vallon de Son Vich Vey du contrefort du P. Grua, une bande du calcaire massif du Lias qui se poursuit vers le S.O. jusqu'au col qui sépare la Mola de Son Vich de la Sierra Garrafa.

Le Lias calcaire redressé, du flanc S.E. du P. Grua, forme une bande à peu près parallèle qui s'effile et atteint le même col.

Ces deux bandes de Lias supérieur correspondent à des plis légèrement redressés et dont les calcaires sont rompus.

Si on les suit sur tout leur parcours, on observe une sorte de compensation relative de leur ampleur respective.

Nos profils A à G, pl. I, comparés à notre carte, montreront, sans qu'il soit besoin de la commenter, la curieuse évolution de ces accidents dont l'un des éléments paraît se poursuivre vers la Trapa par la lame que nous avons appelée 3b, fig. 121-124.

Vers le N.E. le déversement de ces plis va s'atténuer; le Lias, en se redressant en une ample imbrication, devient le versant S.E. du P. Grua (coupes D, E.). Mais, il n'y en pas moins une faille entre ce Lias calcaire et le Crétacé du synclinal de Grua; on trouvera, sur la face N.E. de cette montagne, le Trias de base de notre bande de Lias dominant, par une surface de contact légèrement inclinée, les marnes néocomiennes écrasées (profil d'ensemble XIV). La masse liasique qui précède celle-ci au S.E. — masse que nous avons suivie graduellement amplifiée, du col de Son Vich à la cluse du torrent de S'Auqueria — va, au contraire, s'effiler et disparaître aux approches d'Escapdellà.

Mais, il y a plus. Au N.E. le contrefort du P. Grua se montre appuyé contre une importante masse de marnes et marno-calcaires crétacés constituant la majeure partie du versant de ce sommet qui fait face à la Sierra Garrafa.

C'est depuis le chemin de Sa Coma à Sa Trapa que l'on observe le mieux ce dispositif qui réalise dans ses grandes lignes un synclinal déjeté au N.O. Ce synclinal est accidenté d'un petit repli anticlinal pourvu de son enveloppe de Tithonique et de Crétacé. Selon toute apparence, ce repli se réduit à presque rien au S.O. dans les écaillés de la Sierra Garrafa. Il se poursuit, par contre, en s'amplifiant, vers le N.E. à travers le P. Grua, et se retrouve sur le flanc N.E. de cette montagne sous forme de la lame jurassique dominant la source qui émerge en $x = 6^{\circ}80' + 2.500$; $y = 43^{\circ}90' + 9.500$.

Le Crétacé du synclinal déjeté du P. Grua présente suivant les endroits une épaisseur variable, mais en général assez forte, et due à de nombreux replis.

Au N.O., il pince des dépôts oligocènes composés de haut en bas de poudingues et grès durs et de marnes jaunes, le tout reposant sur des marnes crétacées.

Mais le sommet de la montagne n'est pas formé par ces éléments. On y trouve, reposant ou appuyée sur le Crétacé, une masse escarpée, formée, à sa base, de dolomies du Trias bien observables sur les versants N., N.O. et O., et, à sa partie supérieure, de calcaire massif du Lias. La superposition de cette masse au Néocomien est nette en amont de Sa Coma. La face S.E. de la montagne présente un dispositif moins caractéristique.

Un replat sépare la lame jurassique qui forme le versant S.E. du P. Grua de la masse terminale par laquelle il culmine. A ce replat, nous avons observé, dans un étroit terrain planté de maigres vignes, une bande de marnes jaunes et rouges de 50 mètres environ, qui apparaît près d'une maisonnette et qui paraît supporter des poudingues à éléments jaunes, mais sans éléments noirs, qu'on retrouve plus au N.O., avec pendage S.E., et appuyés contre des marnes crétacées écrasées.

Il semble que la masse terminale du P. Grua domine ces couches; en d'autres points, elles paraissent appuyées contre elle.

Nous proposons toutefois l'interprétation d'ensemble donnée par nos profils XIV et XV, d'après laquelle les imbrications du P. Grua seraient chevauchées par les calcaires et dolomies du sommet, comme les imbrications de Sa Trapa sont chevauchées par la masse terminale de la Sierra Garrafa.

Cette masse en recouvrement est ici d'étendue très réduite.

Tout le flanc N.E. comme le N. et le N.O. de la montagne ne sont plus constitués que par les imbrications compliquées sur lesquelles elle repose.

Les assises de calcaire jurassique qui forment le bord N.O. du synclinal crétacé paraissent pouvoir être considérées comme représentant la suite de celles de base (3a) des imbrications de Garrafa.

Or, elles reposent sans intercalation de dolomies sur des conglomérats grossiers des grès à Amphistégines et des marnes « flyschoides », qui représentent le Néogène ou, au moins les couches

de passage de l'Oligocène au Miocène. On a vu que des couches tectoniquement équivalentes reposaient au bas des pentes de la Sierra Garrafa sur du poudingue nummulitique. La présence de sédiments néogènes, ici, est insolite. D'un point de vue stratigraphique pur, nous croyons pouvoir l'expliquer sans faire intervenir faille, ni pli, par le fait que les assises tertiaires de cette partie de la chaîne représenteraient des couches de passage de l'Oligocène au Burdigalien.

En tout cas, la superposition des assises secondaires au Néogène est nette. Elle le paraît plus encore dans la crête qui s'étend entre le P. Grua et le P. del Vent limitant au S.E. la dépression néogène de S'Auqueria.

Cette crête, si on la suit longitudinalement depuis le sommet, montre la succession connue : profils XV-XVI.

Calcaire liasique, charriés? sommet P. Grua.

Dolomies du Trias, — —

Marno-calcaires crétacés.

Marnes crétacées.

Nummulitique.

Marnes crétacées.

Tithonique.

Ce tithonique s'appuie sur un lambeau de calcaire massif rompu, chevauchant légèrement un nouveau lit de marnes crétacées qui reposent à leur tour sur une masse de calcaire liasique.

Celle-ci va couronner toute la crête vers le N.O. et dominer par une paroi verticale le Néogène du col qui est au pied du P. del Vent.

L'accident local où passe le chemin du P. Grua est tout à fait limité et on peut considérer que la masse jurassique qui forme le sommet de l'arête représente la suite du bord N.O. du synclinal du P. Grua tel qu'il est figuré XV et XVI.

Cet accident local montre, sous le calcaire liasique et sur le Néogène, un lambeau de Néocomien et de Tithonique écrasés.

C'est, selon toute vraisemblance, le Néogène du S. du P. del Vent qui s'élève vers le N.O. et après avoir passé, virtuel parce que érodé, par dessus le P. del Vent, s'insère en synclinal au N.O. de ce petit sommet. Au col, il est formé de grès à Amphistégines et Lépidocyclines, de marnes sableuses « flyschoides » et de conglomérats. Nous avons déjà indiqué que ces mêmes faciès et ces fossiles s'observent dans le synclinal du P. del Vent.

La bande de Néogène du col se poursuit vers le N.E. en s'élargissant d'abord par suite de la disposition locale de sa couverture liasique, puis en se rétrécissant par écrasement, vers le bas du ravin, non loin de Galatzó.

Le versant N.E. du P. Grua et de l'arête que nous venons de décrire nous montre la suite naturelle de ces accidents.

La lame liasique partiellement enlevée par l'érosion se réduit à un petit contrefort de calcaire qui s'abaisse vers la dépression du torrent de Galatzó et qui s'appuie contre le Néogène.

Le chemin du P. Grua est tracé en zigzags sur le Tithonique et le Néocomien qui recouvrent cette lame.

Ces terrains, très froissés mais parfaitement reconnaissables, supportent à leur tour un banc de calcaire liasique incliné qui s'observe particulièrement bien à la source $x = 6^{\circ} 80' + 2.500$; $y = 43^{\circ} 90' + 9.500$.

Ainsi qu'on l'a vu, nous considérerons cette masse jurassique comme la suite du petit anticlinal accessoire visible dans le synclinal du P. Grua. Ici, ce pli serait rompu et déjeté au N.O.

Sur ce calcaire affleure dans un ravin une bande de Néocomien où paraît être pincé un bloc assez important de dolomies du Trias.

Enfin le tout est dominé par l'arête du P. Grua, suite vers le N.E. de cette lame de jurassique que nous avons suivie par le flanc S.E. de la montagne, depuis le col de la Mola de Son Vich.

Mais il convient d'y mentionner ici une nouvelle complication : la partie de ce contrefort qui est appuyée contre le Crétacé est formée de dolomies du Trias. Le calcaire liasique est réduit. En un point de cette crête, nous avons cru trouver des conglomérats. Leur identification au Nummulitique reste à faire.

Le bas de ces versants montre l'effilement et l'écrasement de ces éléments (profils XV-XVII).

On peut l'étudier selon la route de Galatzó à Escapdellá. Au sud de Son Horteta, elle passe du Néocomien au Lias à silex, puis atteint le Lias calcaire, sous lequel les dolomies du Trias que nous venons de signaler dans l'arête du P. Grua sont assez développées. Ces dolomies reposent sur des calcaires à Fucoïdes et des cargneules par lesquelles s'établit le contact avec la bande de Crétacé qui passe au-dessus du Lias calcaire de la source. Cette bande, très écrasée, est réduite à quelques mètres. Le Lias de la source est aussi écrasé et la bande de Crétacé contre laquelle il s'appuie est complètement laminée. Des dolomies triasiques, qui représentent peut-être la base du calcaire liasique de la crête et qui seraient alors l'équivalent de celles du pied N.O. de la Sierra Garrafa, s'étendent de l'embranchement du chemin du P. Grua à l'entrée du ravin de Galatzó.

Une zone de roches broyées qu'on y distingue paraît bien être sur le prolongement des couches néogènes du col S.E. de P. del Vent.

Etant donné l'existence des couches triasiques, à la base du Lias de l'éperon N.E. du P. Grua, on est en droit de se demander si les couches terminales de cette montagne ne sont pas amenées dans cette position simplement par le fait de l'exagération du dispositif imbriqué. Dans cette hypothèse, il faudrait les enraciner sur place. Nous ne pouvons que laisser la question en suspens.

Un problème plus important se pose relatif à la terminaison par écrasement vers l'Est des accidents du P. Grua.

La vallée de Galatzó, en partie occupée par des alluvions, ne permet pas de suivre ces accidents. Mais ils ne reparaissent pas de l'autre côté, à l'exception d'un peu de Crétacé écrasé dans du Trias en $x = 6^s 80 + 3.500$; $y = 44^s$.

Le Néogène, en particulier, si étendu vers S'Auqueria, disparaît ici complètement.

Or, le Néogène, sous ce faciès, est plus spécialement le commensal de la Série I, laquelle, comme on l'a vu, s'enfonce en profondeur à Puigpuñent, sous le Trias de Hort de Sa Coma - El Racho, c'est-à-dire sous le Trias que nous retrouvons ici aux abords du vallon de Galatzó.

La première idée qui vienne à l'esprit est que le Néogène de S'Auqueria doit représenter la réapparition, par suite d'un bombement ou d'une rupture en écailles de la Série II, du Néogène du Puigpuñent.

Mais ce Néogène repose au P. del Vent sur le Lias de la Série Esclop-Galatzó, laquelle, à Puigpuñent, repose sur le Néogène de la fenêtre. Cette hypothèse tombe donc ; car il faudrait, pour concilier ces conditions de gisement, supposer une énorme digitation de la Série I encapuchonnée dans la Série II avec écrasement du Trias. Mais aucune trace d'un semblable repli ne se peut observer autour de Puigpuñent, et les couches triasiques d'El Racho, mêmes si elles s'étaient rejointes, écrasant le pédoncule de cette digitation, devraient au moins montrer un degré d'écrasement, et surtout une disposition verticale, qui n'existent ni l'un ni l'autre.

Il faut donc conclure que le Néogène de S'Auqueria n'appartient pas à la Série I, mais bien à la Série II et que, comme il est dit au chapitre consacré à la stratigraphie de ce terrain, il représente sans doute les couches de passage entre l'Oligocène et le Miocène.

6. La Dépression de S'Auqueria et la vallée de Sa Coma Calenta. — Les accidents que nous venons de décrire sont les derniers qui nous soient assez bien connus pour permettre d'en faire une description d'ensemble.

Ceux qui s'observeront entre la Sierra Garrafa et le torrent des Fabiolé apparaissent encore complètement incohérents.

La dépression de S'Auqueria est, ainsi qu'on l'a vu, formée de grès marneux « flyschoïdes », de couches à Amphistégines et de conglomérats de type néogène.

Ces sédiments reposent sur le calcaire liasique massif du P. del Vent et de Can Tem. Vers

l'amont du torrent de S'Auqueria, on les voit en contact avec du Trias ou reposant, comme à la cote 300 au S. de la fenêtre d'Esclop, sur un mince lambeau de Lias respecté par l'érosion anté-miocène.

Le bassin de S'Auqueria est séparé de celui de Sa Coma Calenta — vallée descendant vers Andraitx — par un seuil dont l'élément constitutif principal est le Trias.

Le Miocène repose contre et sur ce Trias, et couronne toute la crête du seuil, depuis le pied de la Sierra Garrafa jusqu'à la cote 300 mentionnée ci-dessus. Nous l'avons suivi et coupé en divers endroits. Il est toujours constitué des mêmes éléments, dont la disposition de détail varie, mais il est sans intérêt pour notre description. Le Trias du seuil apparaît dès son versant S.O.

Au bord du chemin de S'Auqueria à Andraitx ce sont des marnes bariolées du Keuper qui sont exploitées pour leur gypse.

Entre la route d'Andraitx et la route de Can Rico, le Néogène descend assez bas contre ce versant et ce sont des dolomies, avec localement des calcaires à pistes, qui apparaissent sous ses couches.

Le Trias occupe entièrement la vallée de Coma Calenta. Il contient des diabases très décomposés, dont l'extension atteint le maximum à Can Rico, c'est-à-dire dans le haut du ravin, au pied S. de Sas Planas. Les assises triasiques sont à rattacher au Muschelkak.

On a vu par nos coupes de la Sierra Garrafa que c'est le Trias rouge — sans doute le Keuper — qui forme (sauf une petite bande de Néogène) le fond de la vallée jusqu'à 5 kilomètres d'Andraitx.

A partir de ce point, on atteint de nouveau des grès zoogènes à Amphistégines avec fragments de *Pecten* et des couches « flyschoides » analogues à celles du Miocène inférieur et on les suit jusqu'à Andraitx.

La maison de Son Mas en particulier est bâtie sur ces couches mises à jour et entamées par de récents travaux de réfection (1920).

Le versant N. de la vallée présente des superpositions anormales.

Si des abords du Son Mas on gagne le moulin qui domine le vallon, on observe la succession suivante de bas en haut (fig. 125) :

- 1° Dolomies du Trias.
- 2° Crétacé écrasé.
- 3° Conglomérats tertiaires.
- 4° Crétacé.

Sur ce Crétacé repose de la dolomie triasique (5) sous forme d'un petit témoin isolé d'abord, ensuite en une masse solidaire du reste de la montagne et portant le moulin.

Une coupe semblable faite dans le ravineau qui se trouve à l'O. du moulin indique une succession légèrement différente :

- 2° Crétacé.
- 3° Conglomérats tertiaires.
- 4° Crétacé écrasé.
- 6° Marnes jaunes.
- 7° Calcaires du Lias.
- 5° Dolomies triasiques.

Ces dolomies triasiques peuvent se suivre, par le faite de la montagne, sur environ 500 mètres. Elles se montrent recouvertes en transgression par du conglomérat néogène franc.

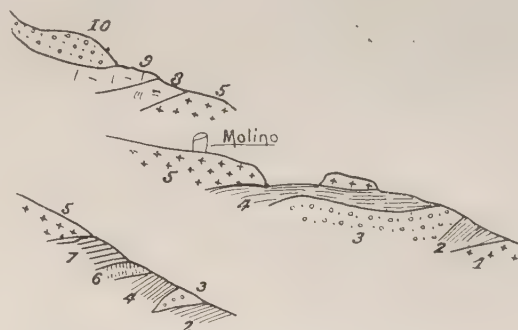


FIG. 125. — Les anomalies du flanc S.O. de la montagne dominant Son Mas.

Si, d'autre part, du moulin, nous suivons le chemin d'exploitation qui gravit obliquement le flanc S.O. de cette même colline, on observe ce Trias du moulin sur 250 à 300 mètres avec, dans les dolomies (5), des marnes jaunes et des marnes bariolées (8) qui semblent plissées selon une direction de poussée S.O.-N.E.

Sur ces couches repose du calcaire jurassique (9) supportant le Néogène en gros conglomérats (10). La superposition du Néogène au Secondaire est démontrée par des placages que l'on observe, contre les divers sédiments de la montagne, avec pendage au S.O. vers $x = 6^{\circ}70 + 7.000$; $y = 43^{\circ}90 + 9.300$.

On suit le Néogène par les sommets, où il apparaît toujours formé de conglomérats à gros éléments, jusqu'à un petit col taillé dans le Trias de base du poudingue, et qui met en communication le versant du vallon de Can Rico avec la vallée de Coma Fria.

De l'autre côté de ce col, on retrouve les conglomérats néogènes reposant localement sur du Jurassique, qui vont ensuite s'appuyer au flanc sud de P. Avenchs, en un affleurement isolé, qui montre à sa base les marnes à gypse du Keuper que nous avons signalées (p. 227) au débouché du col du Pou den Jofre.

Le Néogène de S'Auqueria et le Trias de Sa Coma Calenta sont indiqués sur la carte au 1/130.000 de M. DARDER.

7. Les Montagnes entre Andraitx et S'Evangelica. — La route d'Andraitx à Estallenchs suit la Coma Fria, vallon orienté en direction de S'Evangelica, qui est en majeure partie creusé dans du Trias, le même sans doute que celui de Sa Coma Calenta. Son versant E. est dominé par les escarpements de dolomies triasiques et de Lias calcaire que couronne le Néogène décrit dans les pages précédentes.

La route d'Estallenchs suit constamment le fond du vallon de Sa Coma Fria, et demeure sur le Trias, localement représenté par des dolomies friables, ailleurs par des dolomies en gros bancs. Après avoir passé le lit du torrent, sur son bord O., le chemin atteint un pointement de roche éruptive¹, et, un peu plus loin, un peu de calcaire liasique isolé, mais ne paraissant pas éboulé.

Le chemin traverse à nouveau le lit du torrent, s'élève par quelques lacets pour passer une croupe en dolomies du Trias, puis atteint les marnes rouges du Keuper, qui se poursuivent par le pied du P. Avenchs jusqu'au Plà de S'Evangelica, où nous les avons déjà décrites.

Le versant O. de la vallée de Sa Coma Fria montre, au flanc du P. Abídala, la coupe suivante :

Dolomies triasiques.
Marnes du Keuper (réduites).
Cargneule.
Dolomies.

Enfin, calcaire liasique couronnant le haut de la montagne.

Mais si, au lieu de suivre le chemin d'Estallenchs, on prend celui qui, par le S.-E., le S. et l'O., contourne le pied de cette montagne, on observe, semble-t-il, l'apparition, sous ce Trias, du P. Abídala, de calcaire du Lias, effilé et réduit à quelques mètres, surmonté de marnes rouges analogues à celles du Keuper.

Nous montrerons au paragraphe 8 la signification qu'il faut prêter à ces couches et tenterons d'indiquer comment elles se poursuivent.

8. Les Montagnes de la région du P. Seguí et du P. Bultó. — Si l'on suit la route d'Andraitx à S'Arracó, au sortir du premier de ces villages, on trouve, au pied S. du P. Sa Font, des marnes jaunâtres, que la tranchée de la route entame et suit en s'élevant entre le P. Sa Font et un petit

¹ Un peu en amont du ponceau de la route, sur le ruisseau, Don JUAN MALBERTI nous a signalé l'existence d'une ancienne mine de plomb. Là, comme en beaucoup d'autres points, la minéralisation du Trias paraît en relation avec les phénomènes éruptifs.

sommet de 199 mètres qui se trouve au S., le P. Seguí. Le flanc N. de ce dernier montre la série des couches suivantes de bas en haut.

- 1° Marnes jaunes sans fossiles assez puissantes.
- 2° Couches siliceuses, vert foncé, très dures, 2-3 mètres.
- 3° Couches rouges marneuses, mais d'un faciès différent de celui des couches rouges tithoniques, 4-5 mètres ;
- 4° Calcaire jurassique compact.

Toutes ces couches s'enfoncent sous les alluvions de la vallée d'Andraitx avec un pendage assez fort pour que, seules, celles du Jurassique forment le flanc S.E. de la colline.

Les marnes ont un faciès douteux : en ce point on n'y trouve aucun fossile et elles peuvent se confondre avec du Trias. Mais vers le N. on les retrouve à flanc de coteau du P. Sa Font, où elles se montrent recouvertes de Tithonique renversé, et nous les considérons comme crétacées.

C'est à la même conclusion que l'on arrive en suivant la route d'Andraitx vers le col de S'Arracó.

On longe, en effet, les couches du Tithonique, très froissées, mais reconnaissables, et si de la route on s'élève contre le flanc du P. Sa Font, par le S. on trouve la superposition suivante :

- 1° Néocomien marneux.
- 2° Tithonique froissé.
- 3° Marno-calcaire ; grès durs piquetés de taches de rouille probablement du Lias supérieur.
- 4° Calcaires massifs.

Le haut de la montagne est fendu, et, dans l'ensellement provoqué par cette coupure, apparaissent des marnes qui sont sans doute crétacées. Elles portent du Tithonique.

En descendant de quelques pas vers Andraitx, on trouve dans ces marnes un pointement de roches éruptives au pourtour duquel les marnes apparaissent légèrement altérées et comme cuites. C'est la seule observation que nous ayons faite dans cette région, relativement à des roches éruptives qui paraissent post-triasiques et, en l'espèce, post-crétacées.

Elle serait intéressante à vérifier, car, faite au cours d'une de nos toutes dernières excursions, elle n'a pu donner lieu à aucun recoupement. LOZANO avait déjà mentionné en ce point des roches éruptives post-crétacées.

Si l'on passe le col de S'Arracó, on trouve des marnes rougeâtres très semblables à celles du Trias.

Dès le second coude de la partie descendante de la route, on atteint le Crétacé franc représenté par des marno-calcaires, qui, complété bientôt par les marnes de l'Aptien et de la base du Gault, va constituer la majeure partie de la cuvette de S'Arracó, étudiée au paragraphe suivant.

Du coude de la route part un sentier qui conduit à Son Castell, maison construite sur le Crétacé, et qui, ensuite, s'élève au flanc de la colline, pour arriver à l'ensellement qui sépare le P. Sa Font du massif des P. Bultó et Campás.

Le P. Sa Font se montre, ici encore, formé par la série inversée : calcaire du Lias, Tithonique, Néocomien écrasé. Mais, sous ce Néocomien, l'ensellement en question nous montre à nouveau le Calcaire massif ; et, sans doute, le Néocomien, écrasé sous le P. Sa Font, est-il le même que celui de S'Arracó, qui, par conséquent, serait appliqué contre le Lias calcaire formant le flanc E. de la cuvette où est bâti ce village.

Le chemin qui conduit au P. Bultó sinue sur ce calcaire qui se complète bientôt de marno-calcaire gris compact à *Cancellophycus* et où l'on recueille *Cadomites Humphriesianus* Sow. sp., *Cadomites crassicosatus* QUENST. sp.

Ces Ammonites ne sont pas remaniées, et nous pouvons admettre, ici, la présence indubitable du Bajocien en place.

La coupe que nous donnons profils X^a montre que, selon toute apparence, le flanc renversé du pli couché de P. Sa Font s'étendait jusqu'ici, quoique très comprimé. Les assises tithoniques sont bien distinctes ; pour le Crétacé, ce ne sont que des lambeaux de marno-calcaires écrasés que nous lui rapportons.

Vers le N.-N.O., le flanc normal, subordonné à ces couches, se relève très fortement, les divers niveaux marno-calcaires accusent un pendage de 45 degrés environ : le Peñal Campas est constitué par le calcaire massif qui leur est subordonné et pend ici au S.E.

Au versant septentrional de cette montagne apparaissent des particularités qu'il est encore difficile de relier les unes aux autres.

Le flanc N.O. du Peñal Campas accuse un dispositif synclinal déjeté au N.O., synclinal à flancs supérieur et inférieur de calcaire massif (1) et contenant (profils X, XI, pl. I et fig. 126) :

- 2° Couches du Lias supérieur ou du Bajocien.
- 3° Tithonique.
- 4° Marnes crétacées.
- 5° Tertiaire.

Ce Tertiaire se présente sous deux aspects différents. A l'extrémité S.O. du synclinal, c'est-à-dire au point où il est coupé par le versant du Peñal Campas, il est en conglomérats à éléments noirs, du type nummulitique franc.

A quelque 100 mètres au N.E., près des maisons d'Ells Campos, il réalise le type Néogène avec grès gris, conglomérats bréchoïdes et marnes gris bleu.

Si on suit ce synclinal déversé vers le N.E., dès l'intervalle qui sépare le Peñal Campas du Puig Bultó, le dispositif change et la coupe devient de bas en haut :

- Dolomies du Trias.
- Conglomérats et marnes du type néogène.
- Tithonique.
- Marnes bariolées du Trias.
- Dolomies supérieures.

Au P. Bultó la coupe est encore différente, savoir, de bas en haut (fig. 126) :

- 1° Calcaire massif.
- 2° Marno-calcaire du Lias.
- 5° Conglomérats à faciès néogène.
- 5' Marnes à faciès mogène.
- T₁ Marnes bariolées du Trias.
- T₂ Dolomies du Trias.
- 4° Calcaires massifs du Lias.

Les coupes suivantes (fig. 126) montrent la suite des transformations de cet accident entre le P. Bultó et le col de la route d'Estallenchs que nous rejoignons ici.

Le Néogène qui apparaît dans ces coupes est celui de la Série I, qui, ayant disparu vers le torrent de Can Cerda par suite de l'inflexion transversale des nappes, émerge ici selon le ravin du torrent del Rejoli.

Formé de marnes et de conglomérats du faciès le plus typique, avec Amphistégines, dans les lits gréseux, le Miocène apparaît en une bande étroite comprimée entre le Secondaire de la cote 190 et les dolomies du pied du P. S'Evangélica.

Dès le ravin del Rejoli, il prend de l'ampleur, et l'on suit facilement ses dépôts — dont le peu de résistance a motivé la formation de cette vallée — depuis la mer jusqu'au pied du P. Bultó.

Le relèvement transversal est très fort. Depuis la moitié à peu près de la hauteur du ravin, il semble que les marnes du Keuper s'intercalent entre le Néogène et les dolomies. Ce sont ces

mêmes marnes du Keuper qui forment les pentes de Can Miota au Pla de S'Evangélica; les maisons de Can Vey sont, elles, sur le Néogène.

Sous ce Néogène se montrent une bonne partie des sédiments de la Série I, relevés par le jeu de la même inflexion transversale. Ils forment le petit promontoire cote 190, qui porte encore un lambeau de Néogène, puis les pentes S.O. du ravin del Rejoli où affleure le calcaire massif du Lias, localement crevé par un ravineau adventif, qui atteint le Trias sous-jacent.

Vers le haut du ravin des marno-calcaires à silex du Lias supérieur sont localement conservés entre le Néogène et le Lias calcaire.

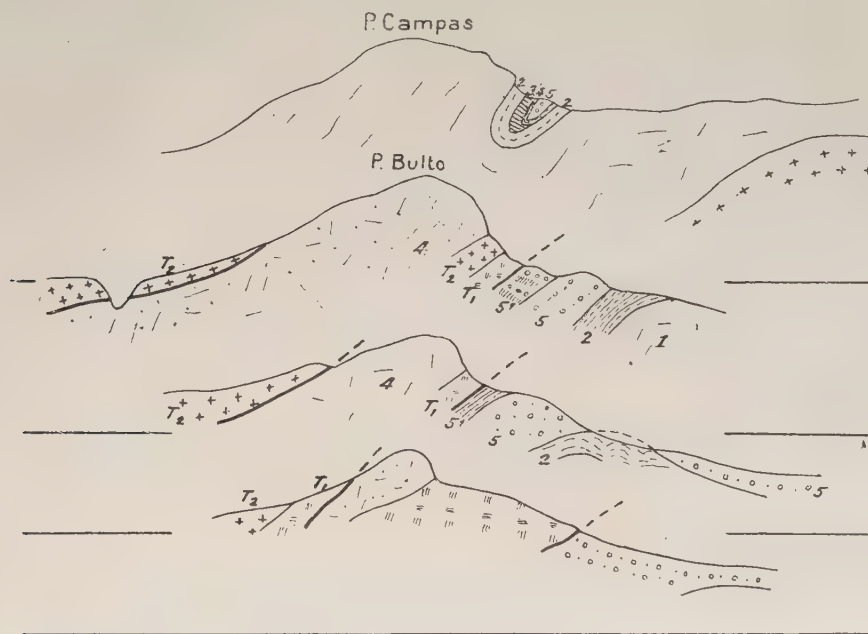


FIG. 126. — Les anomalies du synclinal du Peñal Campas. (Ech. 1/5.000°.)

Il semble bien que ce soit le Lias calcaire de la Série I qui forme l'arête conduisant au P. Lloré.

Ces observations se raccordent assez mal entre elles; il serait nécessaire d'en reprendre l'examen.

Sans doute des accidents importants, décrochement ou faille, ont-ils dû provoquer ces rapprochements. Ni le Synclinal couché du Peñal Campas ne saurait contenir du Miocène de la Série I, parce qu'alors toutes les montagnes, du P. Grua à Andraitx, appartiendraient à cette série, et on a vu que cette hypothèse aboutit à une absurdité tectonique; ni le P. Bultó ne paraît pouvoir faire partie du même élément structural que le Peñal Campas.

En effet, si, au lieu de considérer seulement la partie septentrionale de ces montagnes, on fait la coupe de leur versant S.E., on observe le fait suivant (fig. 126, et profils X, XI).

Contre le flanc méridional du P. Bultó s'appuient les dolomies du Trias, qui recouvrent le Lias calcaire de la manière la plus nette, au col qui sépare le P. Bultó du P. Segut.

A ce col, le ravin qui se dirige vers le S.O., montre les dolomies du Trias, crevées par le lit du torrent, reposant sur le calcaire du Lias. La ligne de contact en V est très nette sur le terrain, et les mêmes calcaires du Lias, que l'on atteint un peu à l'O. au flanc de P. Bultó, paraissent s'enfoncer sous la masse du P. Abidala et du P. Segut.

Un sentier qui contourne cette montagne par l'O. permet de suivre très bien ce contact. Le sentier demeure sur le Trias formé soit, de dolomies, soit vers l'aval, de cargneules.

Un col sépare à son tour le P. Segut du P. Abidala. Le chemin y bifurque. Une de ses branches passe ce col et gagne la vallée de Sa Coma Fria. On a vu que le versant de cette vallée est formé entièrement par

le Trias du flanc du P. Abídala ce qui paraît fort normal, maintenant que l'on sait, par l'étude du Néogène de la Série I, que les nappes sont affectées d'une forte inflexion transversale qui les abaisse vers le N.E.

L'autre branche du chemin (celle de l'Ouest) suit à flanc de coteau le Trias du P. Abídala. En contre-bas, on voit le calcaire liasique qui est dominé par ce Trias.

Ce calcaire liasique paraît bien être la continuation latérale de celui du versant S.E. du Peñal Campas. Mais nous avons vu que, sur ce calcaire, venaient les éléments d'un synclinal couché dont une partie du flanc reversé est représentée par le P. Sa Font.

Si donc, c'était bien la masse calcaire du Peñal Campas, qui supportait le Trias de l'Abídala, il faudrait, soit que le pli couché du P. Sa Font fût complètement laminé sous une nouvelle nappe dont le Trias en question formerait la base, soit que le Trias représentât précisément le noyau anticlinal qui, en tout état de cause, a dû dominer le synclinal couché du P. Sa Font, et provoquer son déversement.

La continuation du Trias du P. Abídala par le P. Cornado et la terminaison apparente du calcaire liasique sous ce Trias sont indiquées schématiquement par notre carte.

En réalité, ce dispositif est confus.

Au S. du P. Cornado, un sentier permet bien de suivre le Trias qui recouvre le Lias et on atteint, en $x = 6^s70 + 5.800$; $y = 44^s70 + 6.500$, un ravineau où les calcaires massifs dessinent bien un rentrant sous le Trias; mais, si l'on fait leur coupe en ce point, ils apparaissent verticaux, pour autant qu'on peut voir leur stratification. Ce dispositif pourrait résulter d'une double ondulation du Lias et du Trias.

En tout cas, le raccord de ce recouvrement avec celui tout proche du P. Sa Font n'est pas encore possible. Toute l'étendue de ces parages est à revoir, car cette incohérence apparente provient sans doute plutôt du défaut d'exactitude de nos observations que d'une si grande complication des phénomènes tectoniques.

9. **Les Montagnes entre le Puerto de Andraitx et San Telmo.** — Pour trouver des termes de comparaison, tant stratigraphiques que tectoniques, auxquels rattacher les observations isolées et incoordonnées que nous aurons à signaler dans la partie Nord de la dépression de S'Arracó, il convient de faire l'étude succincte des montagnes entre le Puerto de Andraitx et San Telmo.

Nous les aborderons en partant de la dépression quaternaire du Puerto même. Leurs contre-forts méridionaux forment deux collines : le Puig de S'Espart au N. du Phare et le P. Almudaina au N. du fond du golfe, dont, dès l'abord, l'étude va nous donner des renseignements contradictoires. Commençons par ce dernier.

En montant de la petite plaine d'alluvions du Puerto de Andraitx au p. 104 (Almudaina) et au p. 183 qui lui fait suite au N.O., on observe la succession suivante, de bas en haut :

- 1° Calcaire jurassique massif.
- 2° Néocomien écrasé.
- 3° Grès nummulitique.
- 4° Poudingue nummulitique.
- 5° Nouveau lit de grès.
- 6° Néocomien et calcaire du Lias couronnant la colline.

Cette succession ne se rencontre pas sur son versant O., où, sous le calcaire, on ne trouve que des grès durs, puis des marnes gréseuses, écrasées, et des grès lités en plaquettes, qui se peuvent voir jusqu'au fond du ravineau.

En remontant vers la cote 183, on retrouve encore ces couches surmontées de marnes bleues, puis de grès grossiers et de grès en plaquettes alternées.

Enfin, en haut de la coupe et reposant sur ce Tertiaire se montre, de bas en haut, la série suivante :

- Néocomien écrasé.
- Tithonique rouge.

Tithonique en fausses brèches vertes.
Marno-calcaires du Lias supérieur.
Calcaire massif couronnant le sommet.

On remarquera que le Nummulitique ne présente pas ici des caractères très francs et que ses grès et ses marnes peuvent déjà évoquer les sédiments néogènes.

Le petit massif du Puig de S'Espart est constitué de couches, pendant au S.E., reposant sur du Crétacé (profil II, pl. I).

Du S.E. au N.O. la succession est la suivante : 1° Calcaire massif, 2° Tithonique, 3° Néocomien, puis calcaire massif et Trias du P. 204.

Le pendage est d'environ 50 degrés. Un ravineau, qui le tranche perpendiculairement aux couches, montre un léger plongement du Crétacé sous le Jurassique imbriqué. Mais la vaste carrière d'où on a extrait les moellons du port ne montre que le Jurassique cassé de petites failles.

En remontant derrière le Puig de S'Espart, on voit les couches se redresser. Au col qui sépare le bassin tributaire de la baie, du ruisseau qui coule vers la mer, on trouve les couches presque verticales et froissées. Des calcaires noduleux roses, en contact avec le Jurassique du P. d'Espart, feraient croire au renversement du Jurassique. Mais du col à la mer, le Crétacé disparaît ou tout au moins est peu apparent. On peut lui attribuer une bandelette très écrasée de couches claires, qui se dirige à flanc de coteau vers la Punta de la Brescas. Peut-être est-ce seulement un faciès du Jurassique, et faut-il voir la terminaison du Crétacé au col.

En suivant le chemin qui gagne les hauteurs de la Sierra de Cala Egos, qu'il atteint entre les cotes 217 et 226, on foule constamment le poudingue tertiaire, sans doute nummulitique, jusqu'aux abords du col.

Mais ce poudingue est dominé par la montagne qui s'élève au N.O. des P. 204 et 217. La base de la paroi est formée de dolomies du Trias, la partie terminale est jurassique.

Le chevauchement est très net; on peut l'observer par le N.O. et l'O. de ces sommets.

Mais l'arête de la Sierra de Cala Egos n'est pas davantage en nummulitique au N.E. du col, et sa coupe montre sur le Tertiaire les éléments d'un lambeau renversé de calcaire liasique et de Crétacé marneux écrasé.

Au-dessous de ces couches vient un ensemble de bancs nummulitiques très caractéristiques dans lesquels est conservé un synclinal de Tithonique et de Néocomien qu'on voit sur notre profil II, pl. X, et fig. 127.

La succession des couches que l'on vient de mentionner sous le Jurassique de la cote 226 est la même au versant de la cote 183.

Cette grande paroi dominant le ravin de la Cala de Nudges, depuis l'arête de la Sierra de Cala Egos, joue un rôle topographique très important; l'étude de sa terminaison vers le N.E. donnera sans doute la clef du dispositif que nous allons avoir à décrire sous les moulins de S'Arracó.

Dans toute cette masse nummulitique que nous connaissons du rivage à l'E. du P. Font Seca ($x = 6^{\circ}70' + 2800$; $y = 23^{\circ}90' + 6000$) on ne trouve aucun reste organisé.

Si l'on parcourt les monticules qui forment le rivage, on observe que les conglomérats et les grès tertiaires atteignent la mer avec une forte inclinaison.

Localement, des cassures de détail témoignent de tassements importants dans toute la masse tertiaire et dans celle qui la surmonte. C'est par des affaissements analogues que l'on pourra sans doute expliquer la non-coïncidence des coupes successives que nous donnons.

Le régime de grès et de conglomérats tertiaires s'étend à toutes les collines de cette dépression cote 127, cote 133, Puig Antio, mais avec des variations de faciès notables.

Le mamelon cote 127 est formé de conglomérats à assez gros éléments.

Entre les cotes 127 et 133 apparaît dans une dépression un petit entablement de calcaires lacustres à glandines décrits page 136, qui sont entourés par des conglomérats à très gros éléments,

où prédominent des roches claires¹ (Tithonique, Lias calcaire, dolomies du Trias) que l'on observe dans les pentes du P. Antio, et jusqu'au sommet de cette montagne. Par leur taille et la nature de leurs éléments, ils rappellent beaucoup certains conglomérats miocènes.

Sur son versant N.O., l'arête qui s'élève de la mer au P. Antio et au P. Vermell est limitée par une paroi verticale, infranchissable presque de toutes parts, sauf au P. Vermell, sous le Peñal de ce nom et par un accident, situé entre ce point et le P. Antio, et qui paraît d'ailleurs fournir une coupe anormale de cette paroi.

A défaut d'autre, c'est celle-ci que nous donnons. Elle est assez visible sur notre profil I, pour qu'il soit superflu d'en donner une autre figure. La succession de haut en bas est la suivante :

- 1° Poudingue.
 - 2° Calcaires lités, café au lait clair, à grain fin.
 - 3° Calcaire saccharoïde massif du Lias.
 - 4° Tertiaire, composé de poudingue, grès et marnes sableuses stériles à patine jaune.
 - 5° Marno-calcaires à silex épais et froissé du Lias supérieur.
- Sur notre profil qui passe plus à l'O. que la coupe que nous décrivons ici, ce niveau est indiqué comme étant très mince. Il se réduit en effet, aux approches de la mer.
- 6° Fausse brèche tithonique écrasée.
 - 7° Calcaire légèrement marneux, gris, à taches de rouille, du type du Tertiaire.
 - 8° Néocomien en bancs marno-calcaires lités.
 - 9° Marnes aptiennes, localement écrasées.

Tout cet ensemble pend à 45 degrés au S.E. et s'appuie sur des calcaires massifs du Lias qui forment avec des dolomies, la majeure partie du promontoire nommé Punta Galinda.

Si l'on suit la bande de marnes aptiennes jusqu'à la crique pittoresque de Cala Antio, on lui voit prendre une plus grande importance, et atteindre 3 à 4 mètres de puissance. De rares et mauvais fossiles pyriteux s'y rencontrent.

Dans ces contacts et ces superpositions, se trouvent combinés des accidents anté-nummulitiques et post-miocènes.

De la mer on relève, sur la tranche des falaises, le profil (fig. 128) qui montre la discordance du Nummulitique. De plus, on ne voit pas, ici, dans la paroi du Nummulitique, ces bancs de calcaire café au lait, et de calcaire massif signalés par nous, 1.500 mètres plus à l'E., et qui, s'ils existaient en cet endroit, se détacheraient très nettement parmi les conglomérats, par leur relief et leur teinte.

Cette absence tend à prouver qu'ils ne font point partie d'une simple écaille ou imbrication secondaire, mais qu'ils sont coincés dans la masse en faux synclinal, comme la bande de la Sierra de Cala Egos. Nous verrons plus loin l'importance de cette observation.

Si, ayant ainsi fait cette coupe du Puerto de Andraitx au P. Antio, par les abords de la mer, nous la reprenons par les sommets, nous allons y voir apparaître des calcaires massifs dont l'extension s'observe bien à distance, depuis S'Arracó, et qui paraissent reposer sur les poudingues que nous achevons de décrire.

Les couches tertiaires du versant N.O. de la Sierra de Cala Egos, affleurent au S. du Puig Font Seca où elles sont formées de grès et de marnes presque feuilletées, claires, dont les affleurements sont occupés par des champs. Leur épaisseur atteint au jugé 30 à 40 mètres. Elles s'appuient contre des calcaires sableux, mêlés de poudingues à éléments clairs et où nous n'avons vu aucune trace de Nummulites.

Les poudingues, toujours inclinés, semblent s'adosser à des calcaires massifs semblables aux premiers et auxquels nous attribuons 60 à 80 mètres. L'intervalle qui sépare ce sommet du sommet 315 est une

¹ La dimension moyenne de ces cailloux varie de celle des deux poings à 20 ou 30 centimètres de diamètre. Il en est, plus rares, qui atteignent 1/4 ou 1/2 m³.

dépression où passe le chemin. Dans les pins du flanc du sommet 315, on voit une terre colorée en rouge, sans doute par des marno-calcaires lie de vin, ou des couches vermeilles du Nummulitique.

Le sommet cote 318 (P. Enrich) est formé de poudingues qui conservent les mêmes pendages. Ce dépôt est souvent bréchoïde et peut contenir de très gros éléments. Il est identique à celui du flanc du P. Antio et repose sur des couches de calcaire sableux, en plaques ou en dalles, de teintes terreuses, auxquelles succèdent des calcaires massifs sillonnés de lapiez que nous trouvons jusqu'au Peñal Vermell et au Pilar 277.

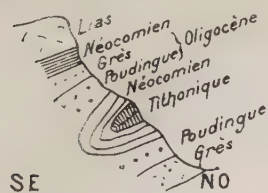


FIG. 127. — Coupe du versant Sud du ravin de Cala Egos. (Ech. 1/5000^e.)



FIG. 128. — Coupe prise de la mer des falaises du P. Antio à la Punta Galinda. (Ech. 1/10.000^e.)
1, Dolomies du Trias; 2, Calcaire du Lias; 3, Aalénien; 4, Tithonique; 5, Néocomien; 6, Aptien; 7, Oligocène; 8, Néogène; 9, Couches à Amphistégines.

La retombée N. du Peñal Vermell montre une couche rouge marno-sableuse érodée dans laquelle est creusé le passage dit « Pas Vermell ». Elle a 2 à 4 mètres de puissance et pend au S.E. de 45 degrés environ. Elle passe, vers le bas, à une couche de même teinte, noduleuse, puis à un banc de rognons calcaires rose vif. Aucun fossile ne s'y trouve. Il est toutefois probable que ces couches équivalent à l'Oligocène rose de Santa Ponza.

Le tout s'appuie sur des calcaires massifs (25 à 30 mètres) auxquels font suite des calcaires, lités en bancs minces et froissés, et, enfin, des marno-calcaires très écrasés que nous rapportons au Crétacé. Ce sont eux qui forment ce col où passe le chemin, entre le Peñal Vermell et Els Picons. Nous avons décrit l'extrémité Ouest de cette bande dans les pages qui précèdent.

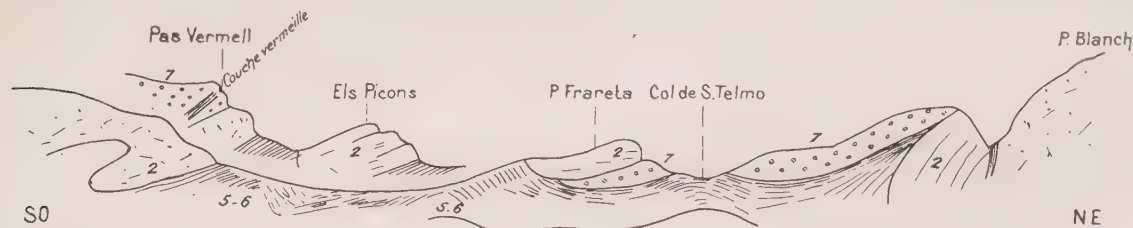


FIG. 129. — Coupe longitudinale de l'arête séparant le ravin de San Telmo du bassin de S'Arracó (Ech. 1/15.000^e.) (Même légende que la figure 128.)

Les calcaires liasiques et, par endroits, la dolomie, sur lesquels reposent ces marnes, à la Punta Galinda, s'élèvent graduellement vers le N.E. Ils forment la paroi qui domine le vallon de San Telmo, et atteignent par le P. Sa Pineta et le P. Gros, le sommet nommé Els Picons (233 mètres). Ce sommet fait partie de la crête irrégulièrement découpée qui réunit le Peñal Vermell au P. de Sas Vel-las (425) mètres et qui, portant en outre les hauteurs du P. Frareta (209 mètres) et du P. Blanch (328 mètres), sépare la dépression crétacée de S'Arracó, du vallon, également crétacé, de San Telmo.

Cette crête, qui est orientée S.-N., n'a été coupée qu'obliquement par nos profils transversaux qui sont orientés au S.E.-N.O. Nous en donnons donc un aperçu spécial (fig. 129) qui montre la masse d'Els Picons formée de calcaires massifs reposant sur des marnes et marno-calcaires sans doute néocomiens, ceux-ci passant d'autre part sous la masse du P. Frareta.

Ici des poudingues nummulitiques s'intercalent entre les calcaires liasiques du sommet et les couches néocomiennes du substratum. Mais ils sont encore peu épais. A peu de distance du

pied N.E. d'Els Picons, le col par lequel passe la route de S'Arracó à San Telmo va montrer leur contact. Dès les premiers pas, à l'O. du col on retrouvera le Crétacé fossilifère. Les dépôts tertiaires transgressifs sur le Crétacé prennent une assez grande importance au flanc de P. Blanch et forment la colline qui accidente le versant méridional de cette montagne; outre les poudingues, on y observe des grès durs, sombres, et des couches à Miliolites que nous retrouverons aux abords de la Tuilerie de S'Arracó.

La topographie du Nummulitique est ici arrondie et le sol boisé de pins. Les calcaires liasiques du Puig, contre lesquels les grès et poudingues s'appuient ou butent, sont au contraire érigés en une masse escarpée et aride.

10. Le Vallon de San Telmo et la dépression de S'Arracó. — Sous les parois ou les escarpements de cette masse calcaire que nous venons de suivre, de la Punta Galinda jusqu'au col de San Telmo, apparaissent les marnes crétacées. Elles forment le fond de la dépression irrégulière, qui est entourée par le pied O. du col, le pied N. d'Els Picons et la masse du P. Gros.

De plus, nous montrerons qu'elles s'insèrent entre le P. Blanch et le P. Andreu, et affleurent dans le fond du vallon qui descend, entre ces deux sommets, du Puig de Sas Vel-las.

Outre des marno-calcaires à *Desmoceras difficile* d'ORB. sp. du Barrémien, elles comportent des marnes que leur faune décrite par nous en 1920, en même temps que celle de S'Arracó, nous a fait ranger dans l'Aptien (voir le gisement marqué sur notre carte).

La vallée de San Telmo se rétrécit vers l'aval à cause de l'avancée des calcaires en recouvrement du P. Gros.

A partir de ce point, réapparaissent des complications dont le détail est encore incomplètement connu. Au N.O. du P. Sa Pineta, un petit massif jurassique isolé émerge du Crétacé. Son versant N. montre du Tithonique rose, puis des marnes crétacées, en partie masquées par de petits dépôts d'alluvions cultivés aux abords du lit du ruisseau. Mais, entre ces terrains, s'intercale du poudingue tertiaire. Il semble, du reste, que le Tithonique se retrouve au pied du P. Gros et doive être rattaché, au point de vue tectonique, aux calcaires formant ce sommet qui apparaîtraient comme renversés plutôt que charriés sur le Crétacé du fond du ravin.

Enfin, en aval de San Telmo aux abords de la mer, on trouve des grès avec Amphistégines et Lépidocyclines, ainsi que des marnes bleuâtres à nodules blancs du Néogène. Localement, ces couches se complètent de calcaires blancs à *Lithothamnium*. Le bas de ce Néogène est couvert par les dépôts de marès qui forment le long de la côte une frange de 50 à 300 mètres de largeur, depuis l'anse de San Telmo jusqu'à la Punta Blanca.

Au S.O. de cet affleurement apparaissent, contre le versant du promontoire de la Punta Galinda, les restes d'un petit synclinal de Crétacé pinçant des poudingues nummulitiques francs. Le tout est appuyé au S.E. contre le Lias calcaire. Au pied N. des calcaires marneux, lités et verticaux du Néocomien, la mer a, encore ici, accumulé du marès.

La bordure N.O. de la bande crétacée et tertiaire de San Telmo est formée par la masse jurassique du P. Andreu, sur laquelle reposent les marnes crétacées. Il est probable qu'on trouvera, en outre, dans ce vallon, un affleurement de calcaires de l'Oligocène lacustre (voir p. 157).

Le versant N.E. de l'arête qui sépare le vallon de San Telmo de la dépression de S'Arracó montre la réapparition, sous les terrains secondaires des Puigs Picons et Frareta, du Néocomien et de l'Aptien. Ces terrains complétés du Gault vont former à peu près toute la cuvette de S'Arracó. Ils apparaissent, au S., sous les parois calcaires du massif du P. Enrich, et cette disposition anormale peut s'observer, à peu près tout le long du contact indiqué par notre carte, jusqu'au pied de la petite montagne qui porte les moulins à vent de S'Arracó et que la carte marine dénomme Puig Bordoy.

La superposition est réalisée suivant un plan incliné à 30 degrés environ, ainsi que le montre le rentrant en V de ces couches, dans la petite gorge dans laquelle s'écoule le torrent qui, du

P. Guida, gagne la plaine d'Andraitx en coupant le prolongement N.E. rétréci et comprimé des assises que nous venons de décrire entre le Port d'Andraitx et San Telmo.

Ce ravin va donc nous permettre de délimiter le bord méridional de la cuvette de S'Arracó et les éléments qui la bordent.

Seul, le versant N.E. du vallon donne une bonne coupe (fig. 130).

La colline des moulins à vent s'y montre reposant sur du Néocomien (6) et portant des conglomérats tertiaires, indéterminés, c'est-à-dire que leur faciès range aussi bien dans le Miocène que dans l'Oligocène (7, 8).

Sur ces poudingues, apparaît un lit de marno-calcaires gris à taches de rouille (*b*) que M. KILIAN considère comme berriasiens.

Enfin, chevauchant ce Crétacé, apparaît une nouvelle masse de calcaire de Lias, dont la continuation se trouve dans la large croupe surbaissée qui constitue le pied du contrefort E.-S.E. du P. Enrich.

Cette masse calcaire paraît se poursuivre sur le versant S.O. du ravin que l'on étudie ici. Sur son versant N.E., elle montre un bombement par lequel émerge le Crétacé de son substratum. Le petit col ainsi provoqué est utilisé par une route qui vient de Son Serra et Andraitx.

Au S.E. de ce petit accident, le calcaire liasique forme une colline, dont la base disparaît sous les alluvions de la plaine d'Andraitx.

Nous manquons de documents sur la partie E. du P. Enrich, et nos coupes n'ont qu'un caractère hypothétique.

Il semble que le calcaire liasique, sur lequel repose le poudingue et qui chevauche les marnes crétacées, soit affecté d'un pli de détail visible dans les pentes E. de la cote 315.

Les collines comprises entre le ravin dont nous venons de donner la description et le P. Sa Font ne sont pas d'une structure moins complexe.

Un ruisseau les entame par le S. et creuse son vallon et son bassin de réception entre le massif P. Segui, P. Sa Font et le S.E. du P. Bordoy. La coupe de cette dépression reproduit en partie celle du torrent de S'Arracó (voir profil VII, pl. I).

Le calcaire de la colline, ainsi que le petit bombement de la couverture de Lias qui laisse affleurer le Crétacé, se retrouvent ici; mais la masse calcaire, bien plus inclinée sur l'horizontale, chevauche largement le Tertiaire (suite de celui de Cala Egos) sur lequel elle paraît reposer par l'intermédiaire de la bande de Crétacé signalée sur l'autre versant, comme berriasien, mais qui admet ici des marnes sans doute supérieures à ce niveau (pl. I, profil VII).

Quant au Lias du P. Bordoy, cette coupe ne nous en donne pas davantage la signification exacte. A première vue, il apparaît comme un simple repli accessoire. Mais nous mentionnerons, dans le coup d'œil d'ensemble qui clôturera ce chapitre, des objections qui s'opposent à cette interprétation.

La coupe du flanc S.O. du P. Segui concorde avec la précédente et paraît compatible avec celle que nous avons donnée plus haut. Mais le raccord de cette coupe avec celle du P. Sa Font implique des conséquences qui paraissent absurdes.

En effet, sur le Miocène, viendrait le Crétacé marneux renversé, puis la série renversée du P. Sa Font; jusque-là, rien que de possible; mais ce Néogène devrait se retrouver entre le P. Sa Font et le Peñal Campas. Dans ce cas, il serait virtuel au-dessus de S'Arracó, ce qui paraît bien peu vraisemblable.

La dépression crétacée de S'Arracó, elle-même, s'étend, très régulière et presque plane, sur environ 2 kilomètres de long, de l'arête Puig Frareta - Puig Blanch au P. Sa Font.

Transversalement, la partie déprimée est un peu plus réduite, mais le Crétacé s'élève contre

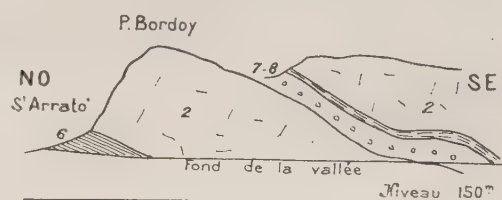


FIG. 130. — Coupe de la Cluse du torrent de S'Arracó.

son flanc N.O., de sorte que la zone de répartition de ce terrain est presque aussi large que longue.

Sous le Crétacé, le calcaire jurassique ne pointe qu'en un endroit : un mamelon que contourne la route de San Telmo en gravissant la pente E. du col.

Par contre, outre les calcaires liasiques du P. Frareta et les formations tertiaires du flanc S.E. du P. Blanch, les marnes crétacées supportent divers lambeaux, savoir :

1° Un amas de Nummulitique couronné de Jurassique à la Tuilerie de S'Arracó;

2° Un lambeau de Jurassique de relations douteuses aux abords de San Juan;

3° Une puissante masse de conglomérats tertiaires au P. Guida. Le Crétacé ne réapparaît plus entre le Nummulitique de cette hauteur et le versant liasique des montagnes auxquelles elle se relie au Nord.

TUILERIE DE S'ARRACO. — Un ravin descendant du P. de Sas Vel-las en direction de S'Arracó isole le P. Blanch des contreforts qui forment le versant N.O. de la dépression que nous étudions. Sur le versant E. de ce ravin, exactement à l'E. du P. Blanch, s'élève un monticule dont la partie terminale est escarpée et dont la base présente les lignes adoucies et le sol blanchâtre qui accompagnent les formations crétacées.

La Tuilerie de S'Arracó établie au S.E. de ce monticule exploite précisément ces marnes crétacées qui renferment ici une faune que nous avons étudiée et qui comporte les espèces caractéristiques de l'Aptien et du Gault (voir p. 122).

La coupe du monticule est la suivante de bas en haut :

1° Marnes aptiennes et albiennes.

2° Calcaires à Miliolites.

3° Marnes et grès nummulitiques.

4° Calcaire lité.

5° Marno-calcaires du type du Lias supérieur.

6° Calcaire massif du Lias.

Ces couches se retrouvent au flanc N.O. du mamelon, mais leur écrasement empêche de les distinguer convenablement.

En remontant le cours du ravin, on observe, à l'O., des calcaires dolomitiques durs, veinés de roux, du type que nous rapportons au Lias inférieur.

Au-dessus, viennent les marnes bariolées contenant du gypse que l'on exploite à une plâtrerie, et des roches éruptives.

La question peut se poser de savoir si ces marnes et gypses doivent être classées dans le Trias ou si elles représentent la continuation du Crétacé.

A la vérité, en divers points, nous avons vu des petits cristaux de gypse en fer de lance, mais ici il faudrait admettre des éruptions post-crétacées, injectant le Crétacé, et une production ultérieure de gypse métamorphique, car il est impossible que le gypse se soit formé dans la mer profonde à *Phylloceras* et *Lytoceras*, dont nous avons établi l'existence dans ces régions à l'Aptien et au Gault.

Nous croyons plus simple, puisqu'aussi bien nous connaissons du Keuper à Can Toni Llaró, d'attribuer ces formations au Trias, tout en réservant notre avis quant aux dislocations de détail qui l'ont fait passer dans ces couches.

En amont de ces sédiments douteux, une fois passé le chemin de la plâtrerie, on coupe un grès dur à fragments de roches éruptives avec radioles de *Cidaritis*, fragments de dents de *Squales* et de *Pecten*. Ces couches pendent légèrement au S.E. et mesurent environ 30 mètres d'épaisseur.

Enfin, en remontant encore vers le P. de Sas Vel-las, on atteint le calcaire jurassique qui forme cette montagne, mais son contact avec les terrains que nous venons de mentionner ne peut encore être précisé.

Au-dessus de ces monticules de Trias douteux, le versant O. du ravin nous permet d'étudier le P. Blanch.

Là coupe de ces terrains, depuis les conglomérats du col de San Telmo, montre des grès

tertiaires reposant sur un niveau de calcaire à Miliolites pétri de petites Cérithes qu'il est impossible d'extraire. Comme à la tuilerie, c'est sous les calcaires à Miliolites que se trouvent les marnes crétacées qui s'élèvent obliquement contre le P. Blanch et s'appuient sur des calcaires jurassiques reployés en synclinal déjeté.

Ces marnes sont bien crétacées, en dépit de leur faciès noduleux et de leur teinte jaune; elles reparaissent de l'autre côté du contrefort nummulitique qui les domine, et dans les champs, sous ce même faciès, contiennent des Ammonites aptiennes.

Le synclinal déjeté de calcaire jurassique contre lequel ces marnes s'appuient représente sans doute les restes d'un plissement anté-nummulitique. Le Tertiaire repose en transgression sur lui et sur les couches crétacées qu'il coupe en biseau.

Séparant cet ensemble du P. Blanch, une bande oblique et broyée de marno-calcaires, peut-être néocomiens, paraît marquer une ligne de contact anormal (fig. 129).

Enfin, la masse du P. Blanch lui-même, formée de calcaires jurassiques et dont la face O. montre qu'ils sont superposés à du Crétacé écrasé, est sans doute affectée d'accidents de détail. En en faisant l'ascension par l'E., on y trouve effectivement une bande de crétacé, très redressée, orientée E.O., dont la signification n'a pu être établie.

Si, revenant à la Tuilerie dont nous avons décrit les abords, nous suivons le sentier qui gagne San Juan par le flanc S. du P. Guida, nous retrouvons, dans une colline formée de deux sommets jumelés, le Jurassique recouvrant le Crétacé.

Au pied S.E. du P. Guida, les marnes aptiennes sont exploitées pour le service d'une seconde tuilerie. Elles supportent des formations tertiaires composées de grès, de marnes jaunâtres et de conglomérats, mais ces derniers ne sont pas du type nummulitique à éléments noirs.

L'affleurement en est du reste réduit. En amont de cette tuilerie reprennent les couches crétacées un peu redressées et froissées où la présence de bancs marno-calcaires plus nombreux indique sans doute des couches barrémiennes ou hauteriviennes.

Le Puig Guida domine ces marnes de sa masse boisée, formée principalement de Trias, sur ce versant. Sa base comporte des marnes bariolées analogues à celles du Keuper, puis des dolomies accompagnées d'une coulée ou d'un filon de roches éruptives.

Sur le versant N.-N.O. du Puig Guida, ce Trias repose non plus sur le Crétacé mais sur le Nummulitique assez largement étendu entre le P. Guida et Son Bonnet, et dont les couches plongent sous le Trias au S.E. Deux chemins contournent cette montagne et se rejoignent au N. pour gagner, par l'E. de la cote 480, le ravin qui sépare le sommet du P. Bachas.

A l'E. du P. Guida, on retrouvera encore le Nummulitique qui paraît reposer sur le Crétacé en une masse isolée. Puis, anormalement, sous ce Crétacé, apparaît du Trias formé de marnes bariolées.

Aux abords de San Juan, un petit témoin de Jurassique (ou de dolomie?) paraît reposer encore sur le Crétacé. On voit pointer au flanc de la colline du Trias formé d'éruptif décomposé ou de marnes bariolées¹.

Il est probable que ce Trias, ainsi que celui auquel appartient le seuil de terrains éruptifs que coupe le chemin d'Andraitx à Son Castellet, se rattache à celui que nous avons mentionné auprès du ravin de Puig Blanch.

Mais le mode de mise en place de ces éléments tectoniques demeure mal éclairci. Peut-être le Crétacé repose-t-il directement sur le Keuper. Peut-être ces lambeaux sont-ils en relation avec le Trias qui couronne le P. Guida.

Nous n'avons pu voir de Tithonique dans ces parages. Mais en amont de Son Castellet, on en

¹ L'équidistance de 50 mètres a rendu impossible au cartographe la reproduction de ces petits monticules. Les affleurements portés sur nos levés le sont donc, à titre de simple indication dépourvue de précision.

trouve une mince bande avec *Phylloceras Calypso* et des débris de *Perisphinctes*. Elle passe au col, puis descend vers Andraitx par le ravin qui est à l'E. du Puig Sa Font.

La complexité de la tectonique de cette région est sans doute accrue par la grande abondance des petites dislocations et des accidents stratigraphiques ou tectoniques de détail. Une étude monographique permettrait sans doute d'en ordonner les particularités en une synthèse tectonique beaucoup plus simple que les apparences actuelles ne le laissent prévoir.

11. Les Hauteurs du Puig Perchota à Sa Trapa. — L'Ile de Dragonera. — Revenant à la partie occidentale du P. Blanch nous commencerons par indiquer brièvement les particularités des collines qui s'étendent de cette montagne à la mer.

On a vu que du Crétacé insinué dans le ravin qui sépare le P. Blanch du P. Andreu pouvait être considéré comme reposant sur le Lias calcaire de cette dernière montagne, et recouvert par la masse de la première.

Le chemin permet d'observer en plusieurs points à la base du Crétacé les couches roses du Tithonique.

Le Crétacé de plus en plus écrasé marque une ligne blanche au pied du contrefort du Puig de Sas Vel-las. Partiellement couvert de dépôts superficiels au fond du ravin, il s'observe, broyé mais net, dans le couloir qui sépare le P. de Sas Vel-las du P. 383, où il semble que ce soient des assises de Trias qui sont redressées contre lui.

Au N. du P. Andreu, une dépression livre passage au chemin qui gagne Can Geroni. Ce carrefour du ravin de P. Blanch, du ravin de Sas Vel-las et du vallon direct du P. Andreu au Descarregadó, montre une capture en cours de réalisation.

Géologiquement, le P. Andreu paraît relié au P. 383, éperon du P. Sas Fitas, par le fait que le Jurassique du premier est en continuité avec le second, l'un et l'autre étant subordonnés au Crétacé. C'est ce calcaire qui constitue le seuil scié par le torrent capteur.

Le versant N.O. du P. Andreu et le versant S.O. du P. 383 montrent tous deux, sous ce Lias calcaire, du Trias constitué par des marnes du Keuper et des cargneules. Puis on atteint une fenêtre montrant l'affleurement des couches suivantes, bombées en large dôme sous le Trias qui le recouvre.

- 1° Valanginien;
- 2° Berriasien (découvert par M. KILLIAN);
- 3° Tithonique;
- 4° Calcaires liasiques.

Ces dernières forment une petite coupole de roches dures sertie par les marno-calcaires plus tendres (profils IV et V). Cette fenêtre du P. Andreu s'étend à l'O. jusqu'à la mer.

Au N., des marnes crétacées, qui correspondent vraisemblablement à un niveau supérieur au Valanginien, atteignent le col accédant à la crique du Can Geroni; on les voit appliquées au Lias du flanc S. du Puig Galera.

Quant au Trias, formé de marnes à gypses du Keuper, et de dolomies, il s'étend dans la Cala Embuset.

On le voit affecté de replis à la Punta del Gats, et M. DARDER, qui l'a observé de la mer, y signale, à la Punta del Fabiolé, un petit pli synclinal.

Les conditions du contact de ce Trias avec le Jurassique du Puig Sa Galera ne sont pas encore éclaircies.

De Can Geroni au bord de la mer, un sentier monte directement dans la paroi de la montagne et conduit à une manière de vallée suspendue qui porte quelques cultures au pourtour de la Trapa.

Après avoir quitté le Trias de Can Geroni, ce chemin serpente dans des éboulis qui recouvrent du

calcaire jurassique, puis atteint, à mi-hauteur de ce versant, une bande de conglomérats néogènes avec marnes sableuses écrasées qui, coincée sous le Trias et le Jurassique inclinés à 30 degrés, s'élève obliquement et atteint le vallon de la Trapa.

Le vallon n'est pas, en réalité, une vallée suspendue, mais simplement provoquée par l'action du ruissellement sur le Néogène relativement meuble, et, en particulier, sur les marnes bleues qui forment toute la dépression cultivée autour de la maison de la Trapa.

Ce Néogène est dominé par l'arête de Sas Fitas, arête composée en majeure partie de Lias calcaire, mais sans doute aussi, sous le Lias et au contact du Tertiaire, de dolomies du Trias.

La coupe du Tertiaire est à préciser.

Nous y notons, aux abords de Sa Trapa, une trentaine de mètres de marnes bleues à lits gréseux, reposant sur des conglomérats. Le tout est en transgression sur du calcaire jurassique qui constitue la petite arête, bien indiquée par la carte, qui limite ce vallon au N. de la maison. Cette arête est coupée, face au N. et à l'O., par les parois presque à pic du Morro de la Rajada.

Le vallon suit la bande de Néogène jusqu'au Pilar de Bachas.

Les conglomérats de base sont formés de très gros blocs bréchoïdes; on observe en certains points le type « flyschöide » des marnes sableuses.

La masse du Bachas est en majeure partie formée de calcaires du Lias. Vers le haut sont conservés quelques grès qui doivent appartenir au Néogène, dont la masse principale, du reste très réduite par l'écrasement, semble appliquée au flanc méridional du sommet. Contre elle, nous notons la présence du Trias redressé, qui est sans doute la continuation de celui de Sas Fitas.

Ce Trias, à son tour, porte la masse calcaire du chaînon du P. Sal Vel-las — cote 380. Probablement ne pourra-t-on pas s'en tenir à cette interprétation simpliste de la structure de la bande jurassique du P. Sas Fitas et du Néocomien, que nous avons signalé plaqué contre elle. Vers l'E. notre interprétation, faute de nouvelles observations, ne rend pas compte du sort de la bande de Néogène ni de ses relations avec le Néogène del Rejoli.

Nous pouvons mentionner entre le P. Lloré et le P. Basas un sillon où paraît affleurer du Tithonique¹ et une zone cultivée près d'une maison, la Casa de Don José, où le sol est rendu fertile par un pointement de *diabase à hypersthène*.

Ces dernières observations, antérieures à la guerre, eussent demandé à être vérifiées. En particulier, la présence de la diabase implique probablement celle du Trias, et ce Trias doit être le même que celui qui apparaît sous le Jurassique au flanc E. du P. Lloré. Ce fait pourrait indiquer par où passe, au juste, la surface de contact des Séries I et II.

Le fond du ravin qui descend vers San Juan de S'Arracó est en majeure partie creusé dans le Trias.

Au contraire, le chemin gagne à flanc de coteau les abords du P. Guida et rejoint ces deux sentiers dont nous avons parlé et qui contournent cette montagne, et l'ensellement par lequel le chemin passe du vallon Lloré - San Juan. sur le versant nummulitique, montre des calcaires de couleur café au lait sublithographiques, lités, qui peuvent appartenir au Néocomien inférieur. Mais dans l'incertitude nous ne les avons pas indiqués sur notre carte.

L'île de Dragonera. — Quoique formant un tout, elle appartient si manifestement par sa position, sa structure et ses éléments, à la continuation de la côte que nous venons de décrire, que nous croyons devoir l'étudier dans le même paragraphe.

La carte montre, atténués, ses caractères topographiques que les photographies rendent mieux.

Elle est formée d'un ensemble de couches pendant à environ 40 degrés, coupées au N. par une paroi verticale. Ces couches émergent en une masse très allongée culminant en trois points qui

¹ Ce serait ce Tithonique qui constituerait le gisement indiqué par NOLAN sous le nom erroné de « Balsas (voir ch. II).

sont, du S.O. au N.E., le P. dels Uselles (311 mètres), le sommet où existe un ancien phare (369 mètres) et le P. Roig (148 mètres). Les deux extrémités de l'île sont effilées.

Nous donnons (fig. 131 à 133) une série de coupes orientées S.E.-N.E.

La première, prise à la Punta S'Enfront, montre de bas en haut (fig. 131) :

- 1° Dolomies du Trias.
- 2° Calcaire massif du Lias.
- 3° Tithonique.
- 4° Poudingue néogène.

Si on longe la côte S.O. de l'île par le chemin du phare, on peut suivre ces couches sur une certaine distance. Mais, dès avant d'arriver à la Punta Negre, où l'île s'élargit, on atteint une zone où le Néogène repose directement sur le Trias.

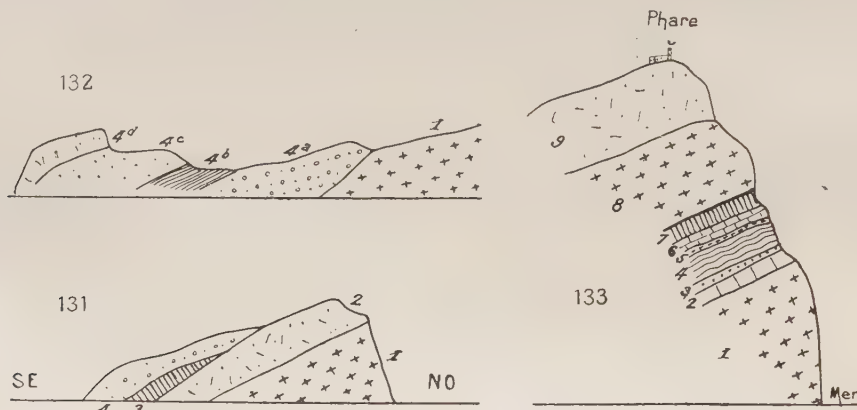


FIG. 131. — Coupe de la Punta S'Enfront. (Ech. 1/10.000°.)

FIG. 132. — Coupe de la Punta Negre. (Ech. 1/10 000°.)

FIG. 133. — Coupe de l'île Dragonera par le phare de la cote 369. (Ech. 1/10.000°.)

La face S.O. de la Punta Negre montre le Néogène bien plus complet, et nous y avons noté (fig. 132) :

- 4a Poudingues bréchoïdes grossiers de base.
- 4b Marnes bleues.
- 4c Conglomérats formés de graviers moyens et fins, passant à des grès.
- 4d Couche superficielle que des sels de fer teintent en rouge au moins aussi intensément que les couches remaniées du Tithonique, ce qui pourrait provoquer à distance une erreur d'attribution stratigraphique de ces sédiments.

Au pied de la montagne de 369 mètres, il semble que le Néogène est recouvert par une masse de Trias dolomitique.

La brousse empêche de vérifier ce contact, mais, par contre, on peut faire une coupe entre le P. Roig et le sommet en suivant le bord de la falaise Nord.

Dans cette coupe, on retrouve les termes connus ailleurs (fig. 133) :

- | | |
|--|-----------|
| 1° Dolomies du Trias. | |
| 2° Calcaire jurassique lité | 4 mètres. |
| 3° Grès fin | 2 — |
| 4° Calcaire à silex du Lias supérieur. | 10 — |
| 5° Marno-calcaires | 2 — |
| 6° Calcaire lité. | 4 — |
| 7° Fausse brèche noduleuse rouge à <i>Nebroditès</i> | 3 — |
| 8° Dolomies litées à grain fin, de teinte grise. | 50 — |
| 9° Calcaire massif du Lias. | |

Il semble donc bien y avoir ici deux écailles imbriquées, et, si la coupe que nous venons de donner ne montre pas le Néogène, cela laisse simplement supposer qu'il est chevauché en biseau par le Trias de l'élément supérieur.

On ne retrouve pas nettement l'écaille inférieure de l'autre côté du phare, et le Puig dels Uselles est, semble-t-il, entièrement formé par du Lias calcaire et du Trias. Ce dernier terrain affleure entre ce sommet et le phare de Llebeix.

Mais au pourtour du promontoire qui au N.E. de la Cala de Llebeix correspond au contrefort du Puig dels Uselles, la route coupe des couches sans doute miocènes.

Vu l'état de la mer, il ne nous a pas été possible de suivre par le N. la coupe longitudinale de ces falaises que leur verticalité absolue permettrait d'étudier sans doute avec fruit, en les examinant à la jumelle depuis le large.

ESSAI DE RÉCAPITULATION DES PRINCIPAUX ACCIDENTS ET DE DÉLIMITATION DES PROBLÈMES QUI RESTENT À RÉSOUDRE

La région que nous venons de décrire brièvement ne forme un tout ni au point de vue morphologique, ni quant aux unités géologiques dont elle est constituée. Nous en avons néanmoins composé la description en un seul et même chapitre, car l'important n'est pas tant d'isoler les parties constitutives d'un complexe, que de voir comment elles jouent les unes par rapport aux autres.

Ici, ayant distingué précédemment des unités structurales et les ayant suivies, dans leurs rapports respectifs, jusqu'aux abords d'Andraitx, nous arrivons à une zone de dislocations, plus importante que partout ailleurs à Majorque, et où des éléments, appartenant originellement à ces grandes unités, mais détachés de leurs racines, se mêlent dans une suite d'accidents qui paraissent encore cahotiques.

Les régions dont la géologie est relativement simple entourent en équerre, du port d'Andraitx à la Sierra Garrafa, et de ce sommet au P. Evangélica, l'ensemble, extrêmement complexe des collines et des montagnes par lesquelles se termine la chaîne.

Nous avons donc étendu les limites de la zone analysée dans ce chapitre, de manière qu'elle englobe des parties de la chaîne qui se rattachent sans doute possible aux diverses unités structurales nettement identifiées, afin d'y suivre les dislocations dans leurs rapports avec ce qui est connu. Ce qui est connu ici, ce sont :

A. Les terrains nummulitiques de la Mola de Son Vich et toutes les assises qui, plus ou moins froissées, apparaissent au voisinage en formant leur substratum, de Cala Blanca de Camp de Mar à Escapdella. Ces terrains appartiennent, sans conteste, à la couverture de la Série II.

B. Les sédiments déjà fortement disloqués du pied Ouest du P. Esclop, dont au moins le Trias de base, visible du P. Avenchs à Andraitx, permet de les rattacher à la Série II.

C. Enfin, les sédiments secondaires et miocènes du torrent del Rejoli, que nous considérons comme la réapparition de la Série I.

Abordant cette étude par le S.E., nous avons distingué un premier ensemble apparent, formé par la chaîne qui relie le Cabo Llamp au P. Grua. On y observe une forte compression des plis de la Série II qui sont recouverts par une masse charriée formant les témoins des sommets de la Serreta de Cala Blanca, de la Sierra Garrafa, de la Mola de Son Vich et, peut-être, du P. Grua. L'absence de terrain triasique à la base du témoin de Garrafa et le fait que vers le col d'Andraitx il paraît formé de couches reversées montrent qu'une vérification est nécessaire afin que l'on puisse déterminer s'il ne représenterait pas un fragment de flanc renversé.

En tout état de cause, le substratum de cette masse nous a montré la curieuse évolution d'un

faisceau de petits plis — entre le col de Son Vich et le N.E. du P. Grua — dont les uns s'amplifient dans les parties ou les autres s'effilent, et qui finissent tous par s'écraser et devenir virtuels en arrière du P. Esclop.

Outre des grands témoins de la nappe charriée qui a provoqué, par son passage, cette structure si parlante, on trouve, localement, des lambeaux de Trias, pincés dans le Crétacé des écailles de Garrafa et de Grua, lambeaux qui doivent être des fragments arrachés à la base de la masse en recouvrement.

L'étude de la Sierra Burguesa, qui s'est révélée à nous comme une unité tectonique distincte (Série III), chevauchant la Série II, nous permet de considérer que la racine des témoins des abords méridionaux d'Andraitx doit être recherchée dans l'écaille ou nappe de la Sierra Burguesa. Le charriage de cette nappe par dessus la Série II a dû, sans doute, dépasser notablement l'amplitude minima de 10 kilomètres qui se déduit de la distance séparant nos témoins de fenêtre de la Sa Viña.

L'autre ensemble de terrains, tectoniquement définis, entourant les abords d'Andraitx, est formé par la zone montagneuse, en majeure partie triasique, qui s'étend du P. Evangélica à Andraitx et à Sa Coma Calenta; elle nous paraît représenter la continuation vers le S.O. des éléments de base du P. Esclop et du P. Galatzó, c'est-à-dire la Série II. Mais, dans cette région, septentrionale par rapport aux écailles jurassiques et crétacées de la Sierra Garrafa, l'érosion anté-oligocène paraît avoir décapé en grande partie la couverture crétacée et jurassique de ce Trias, et, en de nombreux points, le Tertiaire, constitué par des couches transgressives de l'Oligocène supérieur ou du Miocène inférieur, repose directement sur le Keuper ou sur le Muschelkalk.

Si l'on considérait le chevauchement des couches jurassiques de la vallée O. du P. Abídala et du flanc S. du P. Bultó par le Trias comme le fait d'un charriage caractérisé, on se heurterait, ainsi que nous l'avons fait remarquer, à la nécessité d'imaginer toute une nappe nouvelle enracinée selon l'axe de la vallée d'Andraitx, et l'interprétation de tout ce bassin de S'Arracó nous conduirait à des absurdités. Nous croyons, si tant est que ces apparences de chevauchement se vérifient dans la suite, entre le P. Bultó et le P. Segut, qu'il faut plutôt y voir un accident local, et que, en réalité, le Trias du P. Abídala et du P. Cornado, fortement infléchi au S.O., s'enfonce sous le P. Sa Font, sous le pli synclinal couché du P. Segut et sous le Néogène de Sa Coma Calenta.

Il ne représente donc, là, que la continuation du Trias de base de la Série II, et son insertion sous les écailles de la Sierra de Garrafa nous apparaît comme sa situation normale. Le chevauchement du Trias sur le versant S. du P. Bultó ne représenterait plus, dans ce cas, qu'un accident de détail où la lame synclinale de Jurassique, légèrement déversée, supporte un peu de Trias déjeté. — Cette hypothèse expliquerait avec simplicité la présence sous ce Jurassique du Trias rouge qui repose sur le Miocène apparu dans le torrent del Rejoli et qui ne représenterait, dans ce cas, que la continuation logique du Trias de la Série II.

Ce dispositif donnerait du même coup l'explication du synclinal déjeté du Peñal Campas, mais à condition de supposer entre ces deux sommets une cassure verticale que nous avouons n'avoir point trouvée en dépit des coupes que nous avons effectuées, cassure indiquée avec point d'interrogation sur notre carte.

Cette cassure rendrait compte en même temps du fait que le Néogène ne se retrouve, à notre connaissance, que vers le P. Lloré.

Ainsi, le Trias du P. Evangélica et du P. Abídala serait celui qui, dans le massif du P. Basas, vient en contact du Miocène, en tant que base de la Série II.

Le Jurassique de base du P. Sa Font et la cuvette de S'Arracó appartiendraient à la couverture habituelle de la Série II, dont l'affaissement par rapport à l'élévation relative de cette Série entre le P. Bultó et le P. Cornado correspondrait bien à l'abaissement dont le décalage vers le N.O. de la bande néogène, entre le pied N. du P. Bultó et le P. Bachas, donne l'indice.

La cuvette de S'Arracó elle-même; les superpositions anormales du P. Sa Font correspondent, dans ce cas, à des parties diverses d'un pli couché assez étendu.

Si l'on se remémore l'existence, au flanc N.O. de la Sierra de Cala Égos, d'un faux synclinal de Crétacé pincé dans le Tertiaire, et les probabilités d'existence d'un faux synclinal semblable au milieu du versant N. O. du P. Antio, on est fortement poussé à attribuer ces accidents, et peut-être, par extension, la lame jurassique qui se suit du P. Gros au P. Bordoy (et qui serait alors un faux synclinal de plus grande amplitude), au flanc renversé de ce pli couché.

Notre hypothèse, qui coordonne assez bien les faits observés dans la région du P. Blanch et de la Tuilerie, ne cadre plus avec le fait que le Crétacé semble disparaître sous du Nummulitique et sous le témoin du P. Guida, en s'appuyant contre le flanc du contrefort 380 — P. Sas Fitas.

Mais cette observation est à revoir parmi tant d'autres, car nous avons noté aussi en 1913 une remarque contradictoire d'après laquelle le Néocomien de S. Juan s'enfoncerait à l'O. sous le Jurassique et passerait, écrasé dans le bas de la vallée qui s'élève vers le P. Bachas.

La question est posée, mais non résolue.

Ne considérant l'interprétation qui fait intervenir un pli couché que comme une hypothèse, il resterait toutefois à rechercher d'où émanerait ce pli et quelle en serait la racine.

Il pourrait, semble-t-il, trouver son origine dans l'une des imbrications de la Sierra Garrafa et correspondre, dans une certaine mesure au pli couché de détail que nous avons décrit au P. Esclop, cette assimilation n'impliquant pas une continuité absolue entre ces deux éléments, mais plutôt le relai de l'un par l'autre. A la vérité, le Peñon de Son Orlandis, qui présente du Jurassique renversé sur de l'Aptien, paraît bien formé par le flanc renversé de la masse charriée, qui couronne la Serreta de Cala Blanca, et, dans ce cas, il serait logique de considérer tout le vaste flanc renversé de S'Arracó, comme appartenant à une digitation inférieure de la Série III.

Toutefois, si des accidents de cette nature sont souvent observés dans les Alpes où les assises, plus plastiques et, surtout, soumises lors de leur plissement à des conditions de compression spéciales, ont pu subir sans se rompre des reploiements de grande amplitude, ils nous paraissent très improbables ici.

Il est peu vraisemblable qu'une couverture sédimentaire épaisse, aujourd'hui disparue, ait servi, dans les chaînes baléares, d'enveloppe facilitant les plissements et empêchant les ruptures. Les efforts de striction ont dû au contraire amener ici des ruptures en « nappes du deuxième genre », et ce, d'autant plus rapidement que l'élément principal de ces terrains est un calcaire liasique particulièrement cassant.

Le pli, à Majorque comme à Ibiza, est une exception, au lieu que l'écaille et l'imbrication sont de règle.

Il aura déjà fallu l'extension anormale des marnes crétacées dans cette partie de l'île pour permettre des replis comme ceux du P. Esclop et du P. Sa Font. Mais la conception de digitation dans le sens alpin du terme nous paraîtrait, sinon impossible, du moins peu vraisemblable ici.

Nous avons tenu à ne porter sur nos coupes (pl. I) que ce que nous avons observé, afin d'éviter de faire croire, en donnant en pointillé l'esquisse d'une interprétation, que nous apportons ici mieux que des documents épars.

CHAPITRE XIII

LES MONTAGNES COMPRISES ENTRE LA ROUTE DE PALMA A ESPORLAS ET LA ROUTE DE PALMA A VALLDEMOSA

La région dont nous abordons la description forme orographiquement le segment le moins élevé de la Sierra de Majorque. De la plaine, elle apparaît comme un ensellement extrêmement marqué dans la ligne générale de ces crêtes.

Les deux routes de Bañalbufar et de Valldemosa qui traversent la chaîne passent, l'une et l'autre, par des dépressions importantes, et le petit massif de Boxos qui les sépare ne culmine qu'à 750 mètres.

Des deux cols qu'elles empruntent c'est celui de la route d'Esporlas qui est le plus bas. La ligne de partage des eaux passe vers 340 mètres d'altitude, à 3 kilomètres, environ, de la côte septentrionale.

Le col de Valldemosa, à 4 kilomètres de la mer, atteint 407 mètres.

Les deux ruisseaux qui descendent de ces cols vers la plaine, temporaires comme tous les cours d'eau de Majorque, se réunissent au sortir de la chaîne dans la région d'Esglayeta, et coulent, en recevant ultérieurement le torrent qui descend du col de Soller, sur un vaste cône d'alluvions résultant de la réunion de trois cônes, dont les sommets se placent non loin d'Esglayeta, pour les torrents de Valldemosa et d'Esporlas, et près de Buñola, pour celui du col de Soller.

Ce cône, qui forme un important rentrant par rapport au contour général de la chaîne, paraît correspondre à un faisceau de cours d'eau bien plus considérables que les ruisseaux actuels, et à des apports de matériaux surpassant aussi le produit de la simple érosion des versants actuellement observables. Toutefois, si l'on peut songer, en particulier pour la région d'Esporlas, à une rivière à grand bassin d'alimentation qui aurait débouché par cette coupure de la chaîne en y apportant les eaux et les alluvions de montagnes, actuellement disparues par effondrement, on est contraint de convenir que, jusqu'ici, nous n'avons pu observer, dans la topographie, aucune trace d'un ancien lit, ni d'alluvions anciennes, autres que des formations, sans doute post-miocènes, mais encore indéterminées, qui se montrent à l'E. du Cerro de Canet et que nous aurons à mentionner dès le premier paragraphe de notre description.

1. Le Massif de Canet et les abords du col de la route de Palma à Estallenchs. — Nous avons décrit au chapitre VII les formations crétacées et nummulitiques, qui, dans la dépression d'Establiments, constituent la partie supérieure de la nappe ou Série II.

Il est probable que ces sédiments s'appuient contre les couches jurassiques du petit massif de Canet. Mais ce contact est masqué par des alluvions, et c'est seulement de l'autre côté du cône, vers Son Abasó, que nous allons retrouver ces formations, plaquées contre le Jurassique redressé de Raxa et de S'Alqueria Blanca.

Nous avons décrit le Lias calcaire de la partie occidentale du Cerro de Canet. Le Trias y apparaît largement. Suivant les points, ces terrains pendent soit au S.E., soit au S.

Le Trias, formé de dolomies, et de marnes, affleure dans les dépressions. L'allure d'ensemble marque aux abords de la route royale, vers le kilomètre 10, un pendage au S., en corrélation avec l'existence du bassin tertiaire d'Establiments, Son Baunanet, etc.

Le calcaire jurassique est ici fort peu épais, comme on l'a vu, déjà, pour les abords de Sarria, et il est probable que des actions mécaniques assez intenses se sont fait sentir sur ces terrains. La coupe de détail donnée par la tranchée de la route au kilomètre 9,9 montre, pendant au S.E. :

- 1° Dolomies du Trias.
- 2° Dolomie litée.
- 3° Marnes grises avec blocs de calcaire jurassique. 1 m. 10.
- 4° Calcaire jurassique fracturé. 10 mètres.
- 5° Marnes vertes et rouges 1 m. 90.
- 6° Calcaire jurassique brisé 15 mètres.

Mais s'il y a des accidents de détail, l'allure d'ensemble n'en demeure pas moins tranquille.

Dès qu'on a atteint l'extrémité S.E. du petit groupe de collines formant le massif de Canet, on retrouve le calcaire du Lias plongeant de façon normale vers le S.E.

Entre les routes d'Esporlas à Palma et d'Esporlas à Esclayeta, le calcaire du Lias couronne tout le massif triasique et ne paraît pas affecté de plis individualisés ni de cassures importantes.

La partie du versant E. du Canet, comprise entre le fond de la vallée de Canet et l'arête dominant Son Mayol, présente d'autres éléments stratigraphiques.

Le calcaire du Lias qui affleure ici supporte, à un petit col qui domine au N.-N.E. San Bauzá, des marno-calcaires gris du Lias supérieur et des couches roses, sans doute tithoniques. On retrouve ces couches dans le ravin qui entaille la colline suivant un parcours tournant et débouche non loin de Son Mayol ; elles y accompagnent des grès à gros grains de quartz rose. Au fond du ravin, apparaissent des dolomies triasiques très peu étendues.

Le Lias supérieur et le Lias moyen disparaissent sous des sédiments détritiques qui forment tout le versant dominant la ferme de Canet.

Ces couches comprennent des conglomérants grossiers avec des blocs irréguliers et anguleux.

Puis viennent des bandes de grès gris assez tendres, voire terreux, coupés de bancs plus compacts.

Cette masse ressemble à du Tertiaire. Elle est sans doute à rattacher aux formations continentales qui ont dû se déposer dans ces parages durant la fin des temps néogènes.

Vers le sommet, un banc sableux surmonté d'un niveau résistant constitue une manière de dyke en relief, orienté N.O.-S.E., et accusant un plongement au N.E. de 30 à 35 degrés environ.

Au voisinage, des grès terreux contiennent de petits Gastropodes d'eau douce voisins des *Bulimes*.

Au premier abord on pourrait penser que ces dépôts représentent les restes d'un assez grand cône d'alluvions ; toutefois le pendage net au N.O. qu'on y relève paraît être, non le fait de la stratification torrentielle, mais bien d'un déplacement tectonique.

Il est intéressant d'y noter des éléments empruntés aux marno-calcaires du Lias supérieur, fait que l'on n'observe que dans les alluvions récentes ou dans les conglomérats un peu plus anciens, mais d'âge indéterminé, que nous aurons à étudier vers Campanet.

Les sédiments les plus abondamment répandus, parmi les collines comprises entre le Puig Boxos et Canet, sont ceux du Trias. Ils y ont été étudiés par M. DARDER.

Mais on retrouve à leur partie méridionale le calcaire du Lias qui réapparaît et forme le versant S.E. de la colline de Sa Somentera, puis une colline isolée sous les alluvions de Son Tugores.

A Sa Somentera, le Lias ne se présente qu'en un placage incomplet ; il n'y a pas de Jurassique au pied S.E. de la colline.

Au pied de la Mola de Son Patx, on verra que le Lias ne s'enfonce pas non plus sous la plaine, mais qu'il y affleure au contraire, selon toute apparence, par une fenêtre, du Néogène de la Série II.

2. **Les Abords d'Esporlas.** — Nous avons décrit, au chapitre VII, le flanc S.O. de la montagne

cote 500, au pied N.E. de laquelle passe la route d'Esporlas, entre le kilomètre 10 et le kilomètre 12.

Les hautes parois de calcaire liasique qui la couronnent dominant le Trias qui, tel que nous l'avons vu au versant sud du col, est formé de dolomies et d'argiles rouges et vertes pénétrées par des roches éruptives.

Le fond de la vallée d'Esporlas, au point où la route y parvient, montre encore le Trias sous de minces alluvions; mais, dès les abords du kilomètre 13, l'érosion du torrent a atteint des grès à Amphistégines que nous rapportons au Néogène et *qui pointent ici sous les dolomies du Muschelkalk.*

C'est l'extrémité de la fenêtre d'Esporlas.

Tout le versant qui domine cette partie de la route est formé de Trias, jusqu'à la cote 200. Des dolomies, des bancs de calcaires marneux à Fucoïdes s'y observent et peuvent se suivre pas à pas, jusqu'au col de Son Porroné.

Localement, nous y avons trouvé ici une bande de marnes bariolées avec traces de gypses. D'abord discontinue, elle s'individualise aux abords du col et se poursuit au flanc du contrefort N.O. du P. Ram; c'est elle que nous avons figurée sur une coupe du versant de cette montagne qui domine Sa Granja (fig. 85, couche 5).

Ce Trias dessine ici dans ses grandes lignes un anticlinal; c'est grâce à ce bombement, dont la partie la plus élevée correspond au col de Porroné, que les couches néogènes de la Série I ont pu être atteintes par l'érosion et apparaître en fenêtre, à Son Malferit comme à Esporlas, ainsi que notre carte permet d'en juger.

Cette fenêtre d'Esporlas est beaucoup moins bien délimitée par les reliefs naturels que celles de Puigpuñent, de Son Balaguer, etc., car la topographie ne subit aucune modification si l'on passe de l'une à l'autre des Séries tectoniques.

Le Néogène est bien représenté localement par des marnes gréseuses bleues, mais les conglomérats y prédominent, et, surtout, les grès durs, dont la résistance à l'érosion est très sensiblement la même que celle des assises triasiques, en sorte que, seule, une étude faite pas à pas peut apporter les précisions de détail nécessaires à la confirmation de nos vues générales. La différence de teinte des roches est d'un grand secours.

Le ravin qui descend du col de Porroné vers Esporlas est taillé dans des marnes bleues et des conglomérats tout à fait typiques et permet de délimiter le rebord S.E. de la fenêtre du pied N.O. de la côte 200 et du fond du torrent d'Esporlas, jusque vers la cote 350 au pied de Son Ferra, puis à l'aval de Son Trias, dont le nom prédestiné s'accorde avec les couches à Fucoïdes, les argiles et les dolomies triasiques qui, aux abords immédiats de cette maison, reposent sur le Néogène. Ici, ce Tertiaire est formé principalement de marnes et de grès alternés. Le sentier direct qui, de l'église d'Esporlas, gagne Son Trias, suit les couches, assez redressées par des froissements de détail, de ces marnes gréseuses et des grès zoogènes à Amphistégines qui les accompagnent. Pour en trouver la suite, il faut se porter au S.O. en suivant à mi-pente le flanc de la montagne. Le Néogène s'y montre bien caractérisé, surmonté de calcaires lités du Trias, à rares Fucoïdes, et des gypses, marnes bariolées et cargneules déjà signalées.

Il est assez difficile, dans les abords de ce village où chaque gradin de roches recouvert d'un peu de terre est cultivé en un jardin, de faire la coupe complète des abords de la route.

Nous ne croyons pas, toutefois, qu'il y ait ici de grandes anomalies structurales comme, par exemple, un redoublement ou un repli, en sorte que nous rattachons le Néogène que nous venons de décrire à celui qui affleure au bas de la route, 80 mètres plus bas, comme nous le rattachons à celui de Sa Granja.

En effet, quand on sort du village par la route de Bañalbufar, on longe le torrent dans un cañon sinueux, qu'il a creusé en entaillant des assises gréseuses gauchies, à patine grise, dont la base montre un ensemble de bancs de 1 mètre à 1 m. 30 d'épaisseur sur lesquels s'étagent des terrasses où l'on cultive des orangers, de part et d'autre du vallon.

En amont de l'usine de tapis la route entame le bord de la paroi S.O. du cañon. Nous avons pu y observer des grès fins passant à des grès un peu plus grossiers — avec Bryozoaires et Amphistégines — et, localement, à des poudingues analogues à ceux mentionnés dans ces parages par le sagace HERMITE et où il a vu des débris d'oursins. Mais, au-dessus de ces couches apparaissent, dans des cultures, des bancs de calcaires, presque identiques à du Lias, qui pourraient donner des doutes quant aux relations de ce Néogène avec celui que nous avons mentionné plus haut. Toutefois, vu la coupe que donne le chemin de S'Ermita, dans laquelle il semble y avoir continuité entre les formations néogènes du bas de la vallée et celles recouvertes à Son Trias par le Secondaire, nous admettons que toutes appartiennent au Néogène unique de la fenêtre d'Esporlas.

Si, continuant à remonter le cours du torrent, on passe le pont de la fabrique de tapis, situé entre les kilomètres 15 et 16, on observe que la route entame des calcaires d'apparence siliceuse, fracturés en parallélipipèdes et ressoudés, qui ressemblent à peine au Trias¹. Leur pendage local est variable. L'ensemble de leur masse paraît incliné au N.-N.E. Vers le coude de la route qui s'élève par des lacets, pour quitter le bassin du torrent de Son Vich qu'elle a suivi jusqu'ici, on retrouve le Néogène sous forme de marnes bleues, affleurant en particulier à l'embranchement du chemin de Puigpuñent (voir p. 208).

Ces couches sont recouvertes, dans la colline cote 500 qui les domine, aux abords de la route, et surtout en amont de la belle Finca de Sa Granja, par des calcaires craquelés, identiques à ceux du pont de la fabrique, calcaires qui sont, ici, en relation directe avec les dolomies du Trias et les calcaires fucoides.

Le contour E. et N. de la fenêtre d'Esporlas est non moins délicat à définir.

Au sortir du cañon de l'amont du village, le torrent du col d'Esporlas reçoit un affluent dont le cours est suivi à peu près par le chemin direct de Son Dameto.

Ce ravin montre, sur son versant S., le Néogène de la fenêtre d'Esporlas (fig. 134) formé de haut en bas de grès à Amphistégines (1), puis de poudingues (2). Le tout repose sur des bancs lités de calcaire que nous avons attribué au Lias, mais dont l'âge est fort douteux (3). Il ne serait pas impossible que cette roche qui présente un grain saccharoïde, des tons clairs, gris ou jaunâtres et une apparente structure bréchoïde, soit à rattacher au Néogène comme les couches de Canet et comme celles du ravin de Son Simonet. Elle pend au S.E.

En remontant vers S. Dameto, les grès et poudingues tertiaires se complètent de marnes néogènes typiques. Mais, dans les couches gréseuses, nous n'avons trouvé aucun Foramifère. L'ensemble de ces bancs atteint une cinquantaine de mètres de puissance. Leurs grès servent à l'édification de tous les murs de clôture ou des maisons de ces vallons.

Il ne serait pas sans intérêt de pouvoir définir l'âge des couches soi-disant liasiques des ravins : car, si elles appartenaient bien au substratum du Néogène, on pourrait apprécier l'épaisseur du Tertiaire, ainsi que l'importance de l'anticlinal qui le fait affleurer.

Nous ne savons pas encore si les couches qui forment le versant du P. Claret entre Sas Casolas et San Dameto ne sont pas entièrement constituées par des brèches tertiaires à ciment saccharoïde. Nous admettons temporairement que c'est le Trias qui affleure ici.

La route qui, d'Esporlas, gagne Son Simonet et Son Dameto, longe le lit d'un torrent venant de cette dernière Finca, et qui se montre creusé dans des couches claires, dures, d'apparence douteuse, que nous rapportons au Néogène, bien qu'on puisse être tenté d'en faire du Jurassique.

Toutefois, au pied de Son Simonet, ces calcaires saccharoïdes d'âge douteux se complètent de grès à

¹ Le broyage des couches triasiques charriées par-dessus le Néogène n'est pas suffisant pour leur faire perdre leur allure stratifiée. Leur état actuel est dû à la double cause de la propriété commune à beaucoup de dolomies de se fracturer en parallélipipèdes, et de l'effort mécanique qu'elles ont subi ici. Mais nous nous refusons à employer à leur égard le terme de « mylonites », jugeant qu'on en abuse étrangement, en particulier dans des régions, où la formidable intensité des écrasements alpins n'est jamais entrée en jeu.

Amphistégines, en sorte que nous les considérons comme représentant la continuation vers le S.E. des brèches dolomitiques dont nous aurons à faire mention auprès du P. Claret.

La route suit de près le bord de la fenêtre; on peut relever au pied de la Mola de Son Cabaspre, qui domine ce torrent, une coupe où apparaissent les marnes rouges du Trias, puis des formations gypseuses, importantes, surmontées par des calcaires en lits minces, craquelés et des assises à Fucoïdes.

Toute cette partie de la fenêtre montre, du reste, le Trias reposant sur le Néogène, et cela d'une manière particulièrement suggestive.

Vue à distance, et notamment des sommets de la Mola de Son Ferrandell ou de celle de Son Cabaspre, la masse des couches claires du Mioène apparaît comme une carapace de roches dures, émergeant des couches plus tendres, sombres ou rougies qui l'entourent et la recouvrent partiellement. Le ruisseau, après avoir décapé une partie du Trias qui recouvrait cette carapace, s'y est creusé un petit cañon étroitement encaissé.

Le Trias qui borde cette fenêtre à l'E. et au S.E. représente, pour nous, la continuation directe des couches des carrières du Canet, mais, ici, du gypse, des argiles bariolées et, localement, des roches éruptives lui donnent une teinte rouge qu'il n'a pas plus au Sud.

La Mola de Son Cabaspre montre la succession suivante :

- 1° Trias rouge à gypse.
- 2° Calcaires craquelés lités en bancs minces.
- 3° Dolomies.
- 4° Calcaire massif.

Localement, cet ordre paraît troublé par un affleurement de calcaire massif du Lias au milieu des marnes rouges du bas de la pente. Plutôt que de se rattacher à la Série I, ce qui impliquerait le décapage du Néogène et l'intervention d'un jeu de failles ou de replis dont la trace n'existe nulle part, nous croyons que cette masse, pour considérable qu'elle soit, appartient à la couverture liasique de la Mola de Son Cabaspre et a dû subir un affaissement tout local.

Elle s'est rompue en deux ou trois fragments et par ces cassures se sont injectées un peu de marnes rouges du Keuper.

Si on se dirige d'Esporlas vers les carrières de Canet, par Son Simonet, on observe très bien l'ensemble de ces assises triasiques. La route, après avoir quitté la limite du Néogène, s'élève vers les maisons et le col de Son Simonet; on y traverse un important développement des formations gypseuses du Keuper.

Ce Trias à gypse est recouvert par des cargneules et des couches dolomitiques. Enfin, le tout est couronné de calcaire jurassique, soit au Plà de Sas Ermitas, soit à la Mola de Son Cabaspre, où le Lias forme un vaste gâteau gauchi, abaissé vers le S.E.

Depuis les maisons de Son Simonet, le chemin se divise en trois sentiers. L'un longe vers la gauche le pied du Jurassique et se perd dans les pentes de la Mola de Son Cabaspre; l'autre oblique vers le S.; celui du milieu descend, par le fond du ravin, vers les carrières de Canet.

Il passe sur le Trias qui forme tout le monticule cote 350. L'ensemble des formations de ce terrain nécessiterait ici une étude de détail; selon le tracé du chemin, il est le plus souvent invisible. Toutefois, on peut y relever vers le haut de la pente un fragment de coupe comportant des couches fossilifères dont nous avons fait mention dans la partie stratigraphique de cet ouvrage (fig. 12).

Tournant à droite, on arrive, 500 mètres plus loin, aux carrières dites de Canet (parce que le calcaire à ciment qu'on y exploite est traité à Son Cementera de Canet), dont M. DARDER a étudié la faune, et dont nous-même faisons mention dans notre chapitre premier.

Mais les rapports de ces assises avec le Trias des autres niveaux indéterminés et sans fossiles demeurent douteux.

Tout le fond du vallon est couvert d'alluvions. On les trouve répandues jusqu'au raccord avec les grandes masses alluviales d'Esclayeta.

Mais on y reconnaît par places des débris de grès néogène, avec Amphistégines et Bryozoaires.

Il nous fut impossible de trouver d'où ils proviennent, mais sans doute ne sauraient-ils avoir été amenés du bassin d'Esporlas, puisque les reliefs s'y opposent. Nous pensons donc que l'on trouvera, en quelque point de ces vallons taillés dans les couches triasiques, du Néogène apparaissant en fenêtre.

Ce fait serait d'autant moins anormal que nous avons à mentionner un pointement de Miocène non loin de la région de Canet, aux abords de Son Patx.

Revenant aux abords de la fenêtre d'Esporlas, nous pourrions y suivre ce Trias depuis la Mola de Son Cabaspre dans toute la partie périphérique de la dépression de Son Cabaspre. Au pied S. du P. 400, nous avons retrouvé le niveau à *Hærniesia socialis* du Canet. Le sommet de la cote 400 porte du Lias calcaire, mais c'est encore du Trias qui forme tout le versant S. du P. 500, où il comporte des calcaires à *Fucoïdes*, alternant avec les lits dolomitiques. Et on le retrouve au flanc Est comme au sommet du P. Claret. Nous allons montrer que le Trias laisse pointer au S. et à l'O. de cette montagne le Néogène qu'il recouvre.

Toutes ces formations triasiques sont couronnées au P. 600, à l'O. de la Mola de Son Ferrandell, par les calcaires massifs du Lias déjà décrit dans la coupe de la Mola de Son Cabaspre.

Il ne paraît pas se présenter ici d'anomalies, mais soit au N. soit à l'E. de ce massif de Boxos Ferrandell apparaissent des accidents qui donnent au Lias massif de la cote 600 l'apparence d'être sous une imbrication amenant la masse triasique et jurassique de la Mola de Son Ferrandell à chevaucher localement le Lias massif au S.E. du sommet cote 600.

Morphologiquement, ce chevauchement de peu d'amplitude apparaît au N.O. de la Finca de Son Cabaspre; on verra en consultant notre carte que la masse liasique de la cote 600 se prolonge au N. par un petit massif coupé par le chemin de Son Dameto à San Ferrandell; d'autre part, en amont et au S.E. de cette dernière maison, affleure une masse de calcaire jurassique. Au premier abord, elle semble pointer sous le Trias, étant donné l'inclinaison régulière des couches d'alentour et le niveau du calcaire jurassique des sommets voisins. On y voit toutefois, sur le terrain même, une faille orientée O.-S.O., E.-S.E.

Mais ce Jurassique, quoique d'apparence isolée, coïncide, par sa position, avec la courbe selon laquelle une imbrication de détail de la Série II, telle qu'elle paraît au P. 600, devrait être coupée par la surface topographique dans la région de S. Ferrandell¹.

Le Trias est formé dans ces contreforts de la périphérie de la cote 600 par des dolomies, des calcaires lités à pistes, puis vers la base, par des bancs dolomitiques alternant avec des bancs gréseux et des lits de marnes vertes. Le tout repose sur le Néogène.

La coupe que l'on peut relever partiellement dans les pentes entre le P. 600 et le P. Claret montre :

- 1° Dolomies en gros bancs.
- 2° Dolomies en bancs minces lités.
- 3° Calcaires à *Fucoïdes* en gros bancs.
- 4° Niveau à fragments de Bivalves indéterminables.
- 5° Calcaires bleus à *Fucoïdes*.

3. La Série I du Port des Canonge au Puerto de Valldemosa. — Le Néogène qui couronne la Série I peut se suivre depuis les abords de Sas Mosqueras jusqu'à Deya en une bande continue,

¹ Cette masse semble être chevauchée par le Trias de la base de la Mola, très sensiblement de la même manière que, plus à l'Est, l'Atalaya Veya est chevauchée par le Trias du P. Gros.

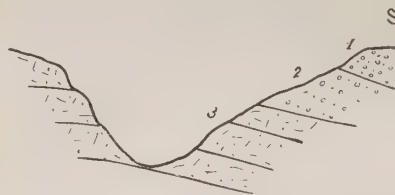


FIG. 134. — Coupe transversale du ravin entre Son Dameto et Esporlas.

où les faciès de ce terrain sont diversement représentés, mais presque toujours sous une épaisseur réduite.

Le tronçon dont nous avons à examiner les particularités est séparé de la fenêtre d'Esporlas par les couches triasiques du versant E. de la cote 500, qui paraissent se poursuivre de l'autre côté du torrent descendant du col d'Esporlas; nous avons admis que c'est à elles que se rattachent les âpres rochers affleurant entre Son Dameto et Sas Casetas.

Le Néogène, supportant du Trias, présente autour de Sas Mosqueras ses faciès ordinaires : grès à Amphistégines, marnes claires à concrétions blanches, etc.

Mais, dès la route d'Esporlas à Bañalbufar, on aborde, en se dirigeant vers le N.E. par la ligne des crêtes, des couches grises ou jaunes, puissantes, attaquées par l'érosion, qui y sculpte des lapiez comme dans les calcaires du Lias.

La cassure de cette roche montre ici un conglomérat bréchoïde, dont les éléments paraissent être des dolomies du Trias, et dont le ciment lui-même est la plupart du temps saccharoïde. Ces caractères sont si spéciaux, que rien ne permet d'y reconnaître des formations miocènes.

Toutefois, si l'on suit cette bande vers Sas Casolas on y observe des intercalations de marnes bleues à petits nodules blancs qui sont des sédiments tout à fait caractéristiques du Néogène. Ces marnes se retrouvent dans les collines de Sas Mosqueras. Localement, on y trouve des grès qui ne contiennent ni Bryozoaires, ni Amphistégines, mais présentant bien le faciès de cette formation.

Il est probable que, sans les travaux d'une nouvelle route qui entame fortement ces roches et offre à l'examen de grandes surfaces de conglomérats fraîchement taillés, il nous eût été impossible de reconnaître là le Néogène.

De même, dans la partie de cette route où elle s'élève par un double zigzag au flanc S.E. du P. Claret, pour gagner le niveau du Plà del Rey, des grès ont été mis à jour par les terrassements, et nous y avons trouvé, entre de nombreux débris de *Pecten*, indéterminables, des sections de *Clypeaster* sp., qui ne laissent aucun doute quant à l'âge de ces formations. Ces tranchées atteignent en certains points le Trias du Puig Claret qui recouvre le Néogène, et montrent dans la même paroi les grès néogènes et le Trias qui les surmonte.

Les inflexions de la surface de charriage font que l'affleurement de Tertiaire du flanc S.E. du P. Claret ne se relie pas par l'E. à celui qui apparaît sur ses versants N. et N.E., et que le Trias qui couronne ce sommet demeure réuni par un large pédoncule à celui de la base de la Mola de Son Ferrandell.

Par contre, comme il est logique, on peut suivre la bande de Néogène et la ligne de contact anormal, par le versant N. de la montagne. Elle apparaît dans la topographie, quoique très légèrement et, comme ses couches, plus facilement attaquables par l'érosion, forment une bande étroite inclinée au S.O., c'est sur elles qu'a été tracé le chemin d'exploitation des maquis qui boisent toute cette petite montagne.

Cette bande très réduite est, ici, appuyée à des calcaires massifs du Lias, alors que, aux abords du col d'Esporlas, elle repose sur le Trias. Ceci se traduit encore dans la topographie par le fait que la zone néogène est déprimée et que c'est une petite arête liasique qui la sépare du précipice formé par les parois du Jurassique et du Trias de la Série I (pl. IV, coupe XXV).

Vers le pourtour du sommet, ce Miocène se complète de grès bleu sombre à patine jaune, de niveaux de poudingues et de brèches polygéniques; à cet ensemble s'ajoutent des marnes sableuses identiques à celles de la Punta des Coral Fals.

Dès que l'on a passé les abords du col situé entre le P. Claret et la cote 600, on atteint une zone un peu déprimée longitudinalement, orientée S.O.-N.E. et comprise entre le pied des contreforts triasiques des massifs de Son Ferrandell et de Sa Comuna de Valldemosa, et une arête jurassique, culminant au Puig de Sa Moneda, et dont le versant N.O. forme les falaises qui dominent la côte. Ce dispositif est l'exagération du précédent. L'arête est toujours formée de calcaire liasique en relief, totalement plaqué de conglomérats miocènes, et ce sont, en partie, les marnes néogènes qui

forment la dépression du Plà del Rey avec, il est vrai, une couverture d'alluvions qui empêche d'en discerner l'extension.

Nos coupes (pl. IV, fig. A et B) indiquent ces rapports. Sur le Werfénien (1) et les dolomies du Trias (2), le Jurassique (3) est formé de calcaires noirs. Il supporte des calcaires miocènes à *Lithothamnium* et fragments de grandes huîtres (4), des marnes bleues (5) recouvertes par les alternances (6) de dolomies et de marnes triasiques de la Série II.

La route de Son Ferrandell à Valldemosa traverse la zone d'alluvions cultivées et ne recoupe plus le Néogène, mais on observe les calcaires à *Lithothamnium* vers Son Uleza Nou, en arrière de Son Uleza Vey et surtout vers Can Nofre et Son Mas, où ils se complètent de grès et de marnes bleues, dont l'extension donne lieu à des cultures et que la route de Valldemosa à Deya coupe entre les kilomètres 19 et 20.

Les couches néogènes délimitent, ici, les unités tectoniques géologiquement et topographiquement : toute la zone comprise entre la mer et la bande qui vient d'être étudiée appartient à la Série I. L'épaisseur des seules assises du Jurassique et du Trias inférieur et moyen y atteint environ 400 mètres; mais, en dépit de la multiplicité des coupes offertes à l'investigation, l'étude en est difficile, car les parois sont si abruptes que l'ascension en est impossible. Nous ne donnerons donc que deux profils de cet ensemble, l'un selon le ravin qui descend du Plà del Rey à la Cala de Valldemosa, l'autre prise entre le Port des Canonge et le col d'Esporlas.

Pour gagner la Cala de Valldemosa, on quitte la route au kilomètre 19, et, passant par Son Mas, on gagne l'entaille que le torrent a creusée dans le seuil calcaire qui borde le Plà del Rey.

Sous les marnes néogènes apparaissent de haut en bas :

- | | |
|--|---------------|
| 1° Calcaire blanc à <i>Lithothamnium</i> du Néogène | 3 à 4 mètres. |
| 2° Calcaire saccharoïde | 15 — |
| 3° Brèches douteuses. | 8 à 10 — |
| 4° Dolomies bréchoïdes (sans doute liasiques) | 6 — |
| 5° Brèches à gros éléments, redressées et butant par faille contre les autres niveaux (?) | |
| 6° Brèche dolomitique passant vers le bas à la dolomie franche, grise, pulvérante. | 30 mètres. |
| 7° Des assises dolomitiques importantes couvertes d'éboulis, mais qui peuvent atteindre une quarantaine de mètres. | |

Ces éboulis s'étendent jusqu'à un ressaut de terrain où apparaissent les grès et marnes sableuses du Trias inférieur.

L'ensemble de ces couches montre des lentilles imbriquées les unes dans les autres, de grès blancs à taches de rouille et de grès violacés ou lie de vin, avec paillettes de mica, et leur puissance totale approche de 120 m. (ch. I, fig. 5).

Plus ou moins redressées, suivant les endroits, elles apparaissent presque verticales au port de Valldemosa.

Les couches dolomitiques et calcaires qui les dominent s'avancent entre cette partie du rivage et le Port des Canonge, très près de la côte; et la bande de Werfénien, encore rétrécie par des éboulis, se suit le long de la côte, réduite à l'extrême, jusqu'à la large dépression qui entoure le Port des Canonge, où le Trias inférieur montre le plus vaste affleurement de ce terrain qui soit connu à Majorque.

Il y est composé des mêmes éléments; la côte est formée de ses grès bigarrés blancs et pourpres. Certains niveaux y comportent des grès feuilletés séparés par des traces charbonneuses où l'on distingue très vaguement des débris de plantes. Les habitants de la région ont tenté d'y rechercher du charbon.

La coupe des bords de cette dépression par le Port des Canonge présente la succession suivante :

1° Trias inférieur.	
2° Dolomies gris clair, litées en bancs de	0,15 à 10 mètres.
3° Calcaires marneux noirs brisés en parallélipèdes et ressoudés	20 —
4° Dolomie grise	10 —

Cette succession correspond à peu près à la partie de la coupe XXV, planche IV, qui se trouve aux abords de Canonge.

5° Alternance de dolomie et de lits marneux lie de vin et verts (couches cassées et redressées, épaisseur non encore déterminable).	
6° Dolomie du Trias	30 à 40 mètres.
7° Eboulis.	

Depuis l'amont de Son Bujaba un chemin sinue, pour gagner la route d'Esporlas, dans des collines et des contreforts de Trias dolomitique. Les pendages sont assez confus, mais dans l'ensemble prédomine l'inclinaison E.-S.E., de 30 à 45 degrés.

Aux abords du col d'Esporlas, la bande de calcaire liasique, qui d'ordinaire couronne le Trias, a été décapée par l'érosion anté-miocène. La paroi jurassique est, en effet, limitée au P. Claret.

Nous sommes fondés à croire que ce Miocène, entre Son Valenti et le col, repose en discordance oblique contre les tranches des couches du Trias moyen, du Trias supérieur, puis du Jurassique ; les mouvements transversaux de ploiement ayant ramené les couches du substratum du Miocène dans la position quasi horizontale actuelle, qu'elles présentent vers le N.E., alors que, lors du dépôt du Néogène, elles devaient dessiner un anticlinal, axé à peu près N.S., sur les couches érodées duquel se sont formés les sédiments miocènes (voir extrémité N.E. de la figure 91).

Ces mouvements que nous avons signalés en 1914 sont discutés dans nos conclusions (ch. XXIII et XXIV).

4. Le Massif de Boxos et Valldemosa. — Nous avons brièvement décrit le pied occidental de ces hauteurs.

Il nous reste à noter quelques observations quant aux abords de Valldemosa puis des parties hautes de ce massif, où nous trouverons des accidents assez confus, dont la signification nous apparaîtra plus clairement par l'étude des montagnes du S. du Teix.

Nous avons dit que Valldemosa est bâtie sur le Trias de la Série II sans doute réduit, dans cette dépression, à peu d'épaisseur, par les actions d'une érosion qui semble avoir été particulièrement active.

Les versants dominant le col de Valldemosa sont formés du Trias, en majeure partie dolomitique, déjà étudié par M. DARDER.

Les sommets très abrupts de Veya et de la Communa de Valldemosa, qui portent le couronnement liasique de ce Trias, forment des montagnes boisées et d'une étude géologique détaillée assez peu commode.

La montagne de Sa Communa ne paraît, du reste, pas être formée d'autre chose que de ces deux éléments stratigraphiques, peut-être affectés d'un repli (ou d'une rupture) qui n'y est toutefois pas nettement perceptible ; mais cet accident est assez vraisemblable.

En effet, la route de Palma, au sortir de Valldemosa, descend une sorte de seuil pour rejoindre le fond du ravin qui vient du versant O. du Teix et passe au N.E. et en contrebas du village ; au milieu de ce seuil, elle atteint un pointement du Miocène, qui apparaît sous le Trias du col. Cette petite fenêtre visible au kilomètre 16,5 est tout à fait localisée, et le bas de la pente ne montre plus que le Trias, continuation sans doute de celui du col.

Il paraît donc qu'un repli assez aigu de la Série II (ce repli est indiqué sur notre coupe XXV,

au S.E. de la Communa) a dû se produire ici pour permettre cet affleurement et que ce repli doit se poursuivre en direction, sans doute atténué, sous la montagne de Sa Communa.

La vallée qui sépare cette montagne du Puig Boxos paraît complètement taillée dans le Trias, ainsi que la dépression de Son Sauvet et Son Brondo, on y observe des dolomies supportant des calcaires lités gris et des cargneules. A flanc de coteau, ces cargneules paraissent supporter de nouvelles dolomies qui sont, à leur tour, recouvertes par le calcaire jurassique.

Le fond du vallon qui se dirige vers Son Ferrandell est peu incliné, jusqu'à environ 150 mètres de Son Sauvet. La pente change brusquement et un seuil dolomitique d'environ 150 mètres, boisé de chênes, relie le massif de la Mola de S. Ferrandell à celui de Sa Communa.

Au pied N.E. de ce seuil, une belle fontaine sourd du Trias.

Sur le versant opposé, la descente vers Son Ferrandell s'effectue par un vallon largement ouvert, dont le flanc droit, correspondant au versant O. de Sa Communa, est complètement formé de Trias.

Hormis le pointement de calcaire liasique de Son Ferrandell que nous rejoignons ici, il n'y a pas non plus de succession anormale, au flanc de la Mola de Son Ferrandell.

Toutefois, il semble bien que les assises calcaires qui couronnent cette dernière montagne, et qui sont en continuité avec celles du P. Boxos, soient coupées horizontalement par un lit de marnes ou de calcaires marneux dont la signification serait à préciser.

Le versant S.E. du massif de Boxos paraît plus compliqué.

Un ravin en contourne les puissants calcaires liasiques en se dirigeant du N.O. au S.E. Le chemin conduisant de Son Anti au sommet de la montagne utilise les défilés de cette gorge. Toute la partie supérieure du chemin sinue dans les calcaires massifs; mais, au pied de la paroi de la Mola de Son Patx, on observe une surface inclinée, herbeuse, qui tranche à distance sur les lapiez. Cette surface correspond à un ensemble de couches de Tithonique et de Néocomien qui sont pincées entre la masse terminale de la montagne et leur substratum.

Ces couches paraissent légèrement inclinées au N.O., mais nous n'avons pas pu les suivre sur un assez long parcours pour pouvoir certifier qu'elles supportent le Puig Boxos et que celui-ci repose sur elles, à la manière d'un flanc renversé.

Elles ne paraissent pas, d'ailleurs, atteindre la partie E. de la Mola de Son Patx, à moins que ce ne soit à l'état d'écrasement où se trouvent en face du P. Fátima des couches tithoniques et crétacées que nous décrirons bientôt.

Quant au Jurassique sur lequel repose en amont de Son Patx ces couches tendres, il se montre dans le barranco du torrent de Son Anti affecté de deux plis synclinaux, le dernier étant disposé de telle sorte que les couches du Lias — et du Trias qui les supportent — se montrent relevées vers le S.E.

Ce dispositif, net dans cette région (coupe C, pl. 4), l'est beaucoup moins dans la vallée des carrières de Canet où il peut toutefois être partiellement observé, à 1 kilomètre environ de la maison de Son Anti.

Nous avons décrit (p. 36, fig. 13) la coupe du Trias prise 500 mètres à l'O. de Son Anti.

Le pied des contreforts de ce massif est couvert d'alluvions; seul, un large bombement du calcaire du Lias émerge du Quaternaire en face du kilomètre 11 de la route.

Mais à la tour de Son Patx apparaît un élément nouveau : le Néogène typique composé de poudingue, grès et marnes pendant à l'E.-N.E. et formant toute la colline, ainsi que l'avait déjà observé M. DARDER.

Ce Miocène repose sur du calcaire qui paraît être de la fausse brèche tithonique et qu'on observe au pied S.O. de la colline de la tour. Le calcaire jurassique affleure dans le contrefort de la Mola.

Ce Néogène, qui se montre de façon si inattendue ici, paraît, à première vue, y être en fenêtre. Ses rapports avec les terrains environnants sont, il est vrai, douteux. Il serait, par contre, bien

invraisemblable que ce fût ici du Tertiaire en place¹, car hormis les régions très spéciales de pourtour d'Andraitx, le Néogène ne nous est pas connu dans cette partie de la chaîne, ailleurs que sur les sédiments secondaires de la Série I. Le contact du Néogène et du Tithonique n'est pas en contradiction absolue avec le rattachement de ces terrains à la Série I. Mais il convient d'insister sur le caractère hypothétique de cette partie de nos coupes et sur la nécessité d'une vérification soigneuse de ces premières données.

¹ Il convient toutefois de noter que la collection NOLAN de la Sorbonne renferme quelques débris d'un grès analogue à celui du « Néogène septentrional » et provenant d'Establiments, c'est-à-dire de la Série II, la même que celle qui constitue les sommets dominant Son Patx.

CHAPITRE XIV

LES MONTAGNES ENTRE VALLEDOSA ET SOLLER

VUE D'ENSEMBLE DE LA RÉGION

La coupure de Valldemosa sépare orographiquement la région d'Esporlas des montagnes du Teix. Tectoniquement, elle présente une importance beaucoup plus grande, car elle correspond assez bien à la démarcation entre le segment occidental et le segment central de la Sierra de Majorque — le premier étant caractérisé par un régime de charriages nets, le second par le sectionnement de ses éléments structuraux, en un dispositif imbriqué, si complexe que l'attribution des multiples écailles ainsi formées à l'une ou l'autre des Séries tectoniques principales qui la composent va devenir particulièrement délicate.

Ce régime remarquable s'étend de Valldemosa à Lluch sur plus de 25 kilomètres, et les montagnes comprises entre Valldemosa et Soller en constituent l'amorce occidentale. La différence qui existe entre la constitution tectonique des montagnes de part et d'autre de la coupure de Valldemosa n'a pas échappé à M. DARDER, qui l'a expliquée par une faille. Toutefois, elle ne se manifeste pas si brusquement qu'on ne puisse observer la continuité, de part et d'autre de cette limite, de certains éléments structuraux que nous pourrions suivre depuis la région tranquille d'Esporlas et qui nous seront de précieux repères.

La Série I se poursuit, parfaitement individualisée, du Puerto de Valldemosa à Deya. La bande de terrains néogènes qui la couronne la délimite à première vue. Notre carte la montre, formant le pied des montagnes et baignée par la mer.

Les synclinaux du Tithonique et du Crétacé du versant S. E. du P. Boxos trouvent leur continuation, amplifiée et bien individualisée, dans les montagnes au S. E. du Teix ; le sommet de cette montagne, séparé par un plan de chevauchement du massif complexe sur lequel il repose, se rattache nettement à un ensemble moins bien caractérisé que la Série I, mais encore très distinct, — dont le P. Fátima, les crêtes d'Alqueria forment les éléments principaux — et qui se continue vers le N. E., par la Sierra Alfàbia et les collines et vallons longitudinaux de Buñola, Orient, Comasema et Sollerich.

La continuité apparente des accidents du P. Boxos avec ceux de ces montagnes nous amène à considérer les massifs du S. du Teix comme se rattachant à notre Série II.

Mais une masse importante sépare cette unité structurale de la Série I, et, constituée par des imbrications serrées à fort pendage, forme le massif puissant et escarpé des Puigs Galera, Gros et Fontanellas, dont la base chevauche visiblement la Série I, de Valldemosa à Deya, et que chevauche à son tour la partie de la Série II qui forme le Teix.

Pour cette raison et aussi parce que cette expression rend bien compte des relations morphologiques de ces ensembles, nous avons désigné, dans nos notes antérieures, ce massif intermédiaire sous le nom de « Socle du Teix ».

À diverses reprises, nous avons rattaché les éléments de ce « Socle du Teix » à la Série II, et le massif Teix-Fátima-Alfàbia à la Série III. Nous développerons, dans la conclusion de ce chapitre, les raisons pour lesquelles nous avons jugé bon de modifier cette attribution ; qu'il nous suffise ici d'indiquer que les imbrications de ce « Socle du Teix » nous paraissent plutôt jouer le rôle d'un élément tectonique secondaire qui serait homologue, quoique avec une disposition très différente, de la lame de charriage que nous avons décrite, entre les Séries I et II, dans la région de Puigpuñent, sous le nom de lame de Cana Lluïsa.

Ainsi les montagnes entre Valldemosa et Soller se présentent à nous sous l'aspect de trois ensembles se chevauchant dans l'ordre suivant, de bas en haut :

1. **Série I.** — En frange au pied septentrional de la chaîne, individualisée de Valldemosa à Deya. Réapparaît, peut-être plus à l'E. pour former le promontoire, de relations tectoniques douteuses, qui culmine à la Muleta.

2. **Socle du Teix.** — Puissant coin complexe, chevauchant la Série I et constituant la presque totalité du versant Nord de l'île dans ces parages, du Pouet aux parois qui dominent au S.O. la vallée de Soller.

3. **Série II.** — Formant l'élément structural le plus étendu et le moins fracturé qui constitue les montagnes entre le sommet du Teix, le cône d'alluvions de Buñola, et l'Estret (ou gorge) de Valldemosa.

Cette Série II est composée de plusieurs plis serrés et plus ou moins redressés, mais ni les uns ni les autres ne sont orientés suivant des directions franchement rectilignes. Les plis du Teix se continuent par ceux de la Sierra Alfàbia, les accidents méridionaux de Sa Heretat et de l'Alqueria, par ceux de Creus-Honor et Son Perot (col de Buñola). Ces derniers, en particulier, sont disposés suivant une incurvation de plus de 90 degrés d'arc, qui prouve que les résistances opposées à la poussée orogénique furent très variables, et que, en particulier, l'accumulation des accidents du socle du Teix paraît correspondre à une zone selon laquelle une cause encore inconnue en a provoqué de particulièrement fortes.

Ayant terminé le chapitre précédent par la description du P. Boxos, nous commencerons celui-ci par l'étude de la Série II, qui en représente la continuation. Toutefois, pour les besoins de l'exposition, nous en aborderons l'examen par le bord méridional.

I. LE MASSIF COMPRIS ENTRE LE TEIX, LA ROUTE DE SOLLER ET CELLE DE VALLDEMOSA

Ce massif constitue la partie S. O. de ce dispositif incurvé des accidents tectoniques dont nous avons indiqué les grandes lignes et dont notre carte montre l'orientation.

Le calcaire jurassique, le Tithonique et le Néocomien y dominent; leurs couches très redressées jaillissent, en quelque sorte, des formations récentes du cône d'alluvions, avec un pendage de 45 à 60 degrés variable dans le détail, mais dont l'orientation générale est E. 30 degrés S. Trois accidents longitudinaux affectent cet ensemble, savoir :

1° Une cassure selon le couloir qui est au N. de la série des trois sommets d'Alqueria. Cet accident n'est guère qu'une rupture d'anticlinal. Il se retrouve entre Raxa et la cote 200 de Son Masellas ;

2° Un pli faille, ou, mieux, un chevauchement passant entre les cotes 450 et 500 S.O. Raxeta, en direction de Montaña ;

3° Enfin, le principal, un pli couché qui fait reposer un flanc renversé de calcaire jurassique sur le Tithonique et le Néocomien d'un synclinal écrasé. Cet accident, orienté S.O.-N.E., présente un déversement vers le N.O. de 1 kilomètre environ. Il se poursuit depuis les trois pitons du S.E. du Teix, jusqu'au S. du Puig Fátima, sur 5 à 6 kilomètres de long. Mais le flanc renversé n'est conservé que sur une longueur de 2 à 3 kilomètres du sommet 944 (coté 1.000 sur la carte d'Etat-Major), à l'extrémité de l'éperon coté 750. C'est vraisemblablement la continuation de ce pli couché que nous avons décrite au S.E. du P. Boxos.

Le sommet même du Teix est formé par le flanc normal sur lequel repose ce pli couché. Il est séparé du socle du Teix par une ligne de contact anormal.

1. **La Bordure de la plaine d'alluvions.** — Les cultures nuisent à l'observation géologique.

Toutefois, en plusieurs points, apparaissent, contre le calcaire jurassique, fortement redressé, qui constitue les sommets d'Alqueria, puis la colline de Sa Heretat, du Tithonique en fausse brèche et du Néocomien. L'un et l'autre sont coupés en divers endroits par l'ancienne route de Palma à Buñola.

Il est possible que, entre les calcaires massifs et le Tithonique à *Sowerbyceras Loryi* M.-CH., soit intercalé un niveau bajocien, ainsi qu'un fragment d'Ammonite récolté et étiqueté par NOLAN semblerait le faire supposer.

Vers Sa Heretat, en montant contre la colline cotée 300 sur la carte, on quitte, dès la route, le calcaire jurassique pour fouler des couches dolomitiques. Ce n'est que vers le haut que l'on retrouve du calcaire jurassique.

Ces couches sont interrompues par une rupture dont le détail est à étudier, mais elles se retrouvent immédiatement au N.O., où elles constituent tout le versant S.E. et S. du sommet coté 450 (voir pl. IV, coupe d'ensemble XXII).

Au col qui sépare les sommets 300 et 450 apparaît le Trias dolomitique. Si l'on se dirige du col vers Son Termens, on constate qu'au flanc N.O. du vallon affleure le calcaire jurassique (voir la carte).

Au contraire, dans l'axe, au fond vers le S. du ravineau, affleure le Trias.

Le sommet qui sépare Raxa du ravin de l'Alqueria Blanca est entièrement encapuchonné de Jurassique. Le contrefort auquel s'appuient les maisons de Raxa présente des couches inclinées, bien distinctes dans la topographie, et où une étude de détail permettra sans doute de distinguer des niveaux stratigraphiques précis.

Sous le Jurassique qui enveloppe ce sommet et qui est ployé en anticlinal, on voit, en $x = 7^{\circ} + 5.000$: $y = 44^{\circ}10' + 700$, les couches litées et froissées ou plissotées des dolomies triasiques.

Quoiqu'il soit décalé au N.O. par rapport à la bande de Trias du N. de la colline de Sa Heretat, il semble que cet anticlinal triasique en soit la suite.

Depuis les abords de la cote 608, le Trias est mis à jour par l'érosion en une bande continue jusqu'à la dépression du pied du col de Soller, au centre de laquelle est bâtie la Finca de Alfabia.

Remontant depuis la Alqueria qui est bâtie sur le Trias, on suit le chemin en lacets de la Montaña qui coupe des assises triasiques inclinées au S.O. de 35 degrés environ. Leur succession s'établit comme suit de bas en haut.

Dolomies claires en gros bancs pulvérulentes au toucher.	30 mètres.
Dolomies litées	15 —
Cargneules.	2 —
Dolomies bréchoïdes.	

Après avoir serpenté sur des brèches de pente, qui masquent toutes les couches, le chemin aborde le pied N.O. de la paroi jurassique du P. 400. A cette hauteur on observe, sur les dolomies bréchoïdes, des marnes rouges et verdâtres qui équivalent peut-être aux marnes irisées et qui supportent des cargneules. Le tout pend faiblement au S.-S.E.

Le contact de ce Trias avec le calcaire jurassique de la cote 400 est douteux, c'est-à-dire que celui qu'on observe semble dû à un tassement qui a, sans doute, fait affaisser un bloc de calcaire.

Si on fait la coupe suivant l'entaille séparant le P. 400 du piton suivant, on observe le calcaire jurassique qui s'appuie avec un pendage au S. de 80 degrés, contre des dolomies en gros bancs. Localement aux abords d'une petite faille à regard N.O. et sur son prolongement, on observe des débris et des blocs d'un calcaire marneux clair, tout à fait semblable à celui du Néocomien inférieur qui paraît reposer sur les marnes irisées de la lèvres abaissée.

Ce couloir, dominé au S.E. par les pitons de S'Alqueria et au N.O. par la masse jurassique qui constitue toute la partie S. du Teix, montre jusqu'au sommet des anomalies de même ordre.

Les derniers lacets qui précèdent le col atteignent, au S.E., le calcaire jurassique, presque vertical, du sommet 608, des marnes irisées, puis des dolomies du Trias et des cargneules. Des marno-calcaires sans fossiles, mais identiques par leur grain et leurs taches de rouille à ceux du Lias supérieur ou du Berriasien, apparaissent aussi, subordonnés au calcaire jurassique du flanc N. du couloir.

Au col, on relève les coupes figure 135.

2. Les Abords de la Montaña. — Après, le chemin, coudé à droite, s'oriente vers le N., en suivant à peu près une courbe de niveau et rentre dans un vallon. Au passage du lit du torrent, on note des calcaires clairs qui doivent appartenir encore, soit au Tithonique, soit au Néocomien inférieur. Le chemin prend ensuite, en oblique, le versant Ouest du ravin, puis par un nouveau crochet vers l'Ouest, il entre dans le vallon de la Montaña.

Ici, la description devient plus mal commode du fait de l'inexactitude de la carte. En effet, le sommet anticlinal situé au Sud du chiffre 608 est relié à l'éperon 750, au Sud du Teix, par deux sommets, dont l'un se trouve à peu près à 1.000 mètres à l'O. du sommet 608, l'autre en : $x = 7^e + 4.300$; $y = 44^e 10 + 1.200$

Ces deux sommets ont été oubliés par le topographe.

Le premier comporte un flanc S.E. en Jurassique et un versant N.O. en Trias. Sans doute, sous ce Trias, existe-t-il du Tithonique, car, à l'endroit où la route coupe le prolongement de cet ensemble qui est, en ce point, fortement rétréci, on observe des couches très broyées du Tithonique en contact avec le Trias.

Si on suit l'accident de la Montaña vers le S.O., on le retrouve au versant N.O. du P. 450 (Sud de Raxeta).

Ce sommet montre un repli complexe dans lequel apparaissent des répétitions d'assises, vraisemblablement marquées chacune par la rupture du calcaire liasique.

Les trois coupes du versant N.E. de cette arête peuvent être complétées par celle qui apparaît sur le flanc opposé (nous les avons groupées de part et d'autre de notre coupe d'ensemble, N° XXVII, pl. IV).

Cette dernière se montre du reste assez différente, sans doute parce que le pli s'y exagère en pli faille.

Si, depuis le versant O. de la montagne, on oblique vers le S.O., on voit que ces couches sont coupées par une faille normale à regard S.O. Cette faille fait disparaître la barre de calcaire jurassique et provoque l'affleurement du Lias supérieur.

Le rejet de la faille doit être de 40 mètres environ. Le Sud de ce dispositif constitue le contrefort qui domine le ravin où l'on retrouve les couches que nous avons étudiées au Nord de Sa Heretat.

L'établissement de la coupe exacte du flanc N.E. de la vallée de Raxeta nécessiterait une étude plus détaillée que nous n'avons eu le temps de la faire.

Deux interprétations sont possibles : l'une, d'après laquelle le calcaire jurassique, séparant la bande de Crétacé de la Montaña de l'accident au N. du P. 608, serait le flanc renversé de quelque pli, en recouvrement sur ce Crétacé; l'autre, dans laquelle ces deux bandes seraient simplement le fait de replis à peu près droits. Il semble que celle qui implique le plus grand chevauchement pourrait expliquer, par disparition partielle du calcaire jurassique, le dispositif anormal signalé dans le couloir de S'Alqueria, où le calcaire jurassique semble reposer sur du Néocomien. Quoi qu'il en soit, sous le Néocomien réapparaît à sa place normale le Jurassique que l'on suit en une bande continue du P. 500, à Raxeta, à la Montaña et vers le N.E.

3. Le Pli couché des trois pitons. — Abordons le Teix par le col de Soller. La route royale serpente au pied de parois du Trias et du Jurassique qui appartiennent à l'élément que nous avons jadis baptisé à tort Série II, et qui constituent le socle du Teix.

A l'auberge du kilomètre 22.500, nous sommes en pleines dolomies du Trias.

Le chemin qui, partant de la Venta, accède aux Casas del Rey, maisons du pied E.-S.E. du

Teix, est tracé en lacets dans un ravin, dont le flanc Sud est constitué par les calcaires liasiques du P. 950, et le flanc N. par la masse jurassique du socle du Teix.

Cette bande triasique se poursuit à l'O. des Casas del Rey, au pied du Teix, dans une sorte de cirque, limité au N.O. par le Teix, au S. par le sommet coté 1.000 sur la carte et le contrefort qui le relie au Teix, à l'E. par la cote 950 dominant directement les Casas del Rey.

Entre le P. 950 et le P. 1.000, est un troisième sommet de 950 mètres, fort important pour nous en ce qu'il nous donne une coupe qui, complétée par le versant N.E. du P. 1.000, indique nettement l'allure locale des couches (fig. 136).

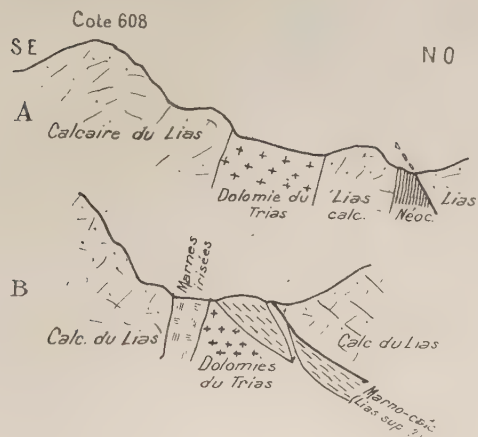


FIG. 135. — Coupes à travers le couloir de l'Alqueria Blanca.
A, au col; B, au N.E. et en aval du col.

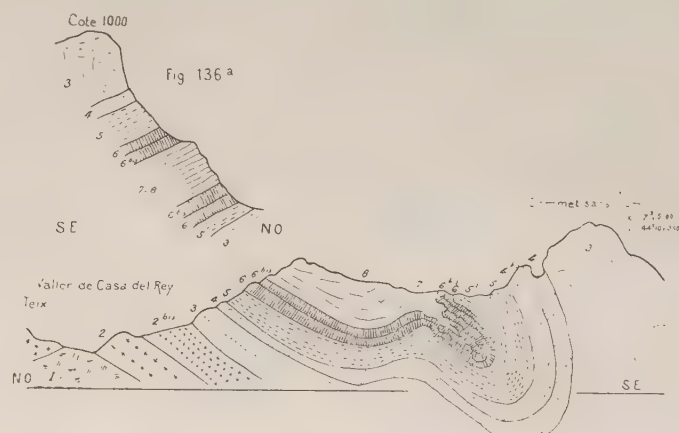


FIG. 136. — Coupes du synclinal des Trois Pitons.
A, par le flanc S.O. du sommet sans nom; B, au flanc de la cote 1.000.

La partie S.E. du Puig 950 ainsi que le versant S.E. et le sommet du Puig 1.000 sont constitués par du calcaire liasique (3) qui dessine un synclinal couché contre le Teix.

C'est parce que ce synclinal présente son maximum de développement dans la dépression et les versants des Trois Pitons du S.E. du Teix, que nous lui appliquons la dénomination de synclinal couché ou pli couché des Trois Pitons.

La coupe des assises de ce pli est la suivante :

- 1° Marnes irisées.
- 2° Dolomies en gros bancs.
- 2° bis Dolomies litées.
- 3° Calcaires massifs du Lias.
- 4° Grès de grain moyen.
- 4° bis Grès fin.
- 5° Marno-calcaires à Bélemnites indéterminables (Lias supérieur).
- 5° bis Marno-calcaires à silex et à *Cancellophycus*.
- 6° Tithonique (fausses brèches roses et violacées).
- 6° bis Tithonique (fausses brèches claires et verdâtres).
- 7° Calcaire lité, à silex, néocomien (?), sans *Cancellophycus*.

Ces couches relativement tendres, qui ont été conservées grâce à l'épaisseur de la masse synclinale, se trouvent très fortement pincées entre le Teix, — qui semble représenter la continuation vers le N.E. du flanc normal de la base de notre coupe — et le Lias du flanc renversé.

La charpente du flanc normal est donc composée de Lias reposant sur des dolomies triasiques, celles-ci à leur tour superposées à des marnes grises et rouges à gypse.

Cet ensemble, aux marnes près, constitue le Teix lui-même et repose, à son tour, sur la masse même des sédiments qui constituent toute la montagne des Puigs Fontanellas et Galera, c'est-à-dire le socle du Teix.

Le pli couché que nous venons de décrire est bien caractérisé depuis les Casas del Rey jusqu'à la cote 750, au N. de Raxeta. Nos profils d'ensemble exagèrent un peu l'épaisseur de la charnière, mais indiquent en gros son allure.

Si, après avoir passé en amont de la maison de la Montaña, on suit le chemin jusqu'au point où il atteint le lit du torrent, on constate que ce lit est encaissé là, entre des parois de Jurassique. Quittant le chemin et remontant le cours du torrent, on trouve qu'après une gorge de quelques dizaines de mètres le ravin s'élargit et que son fond est constitué par des calcaires clairs et des fausses brèches roses et verdâtres du Tithonique.

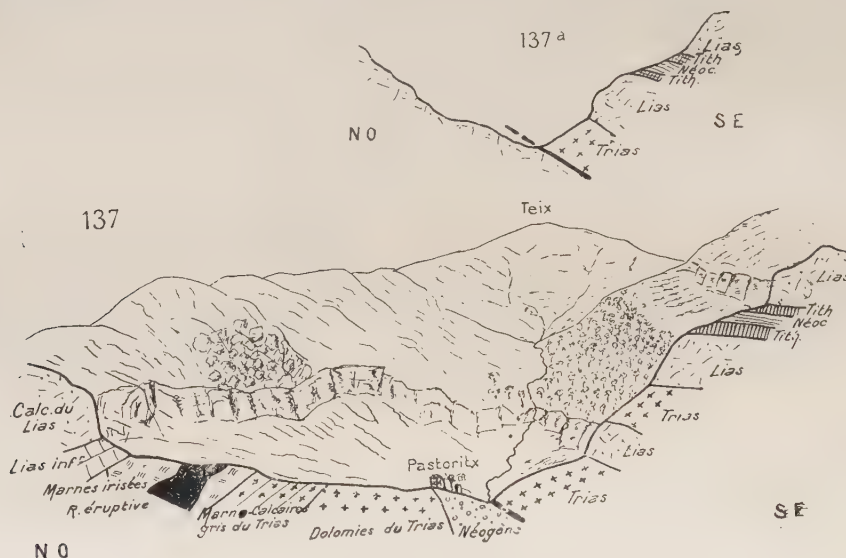


FIG. 137. — Coupe de la dépression de Pastoritx et esquisse de la partie N.E. de cette dépression.

FIG. 137a. — Coupe transversale du ravin descendant du Teix vers Pastoritx.

Cette partie du ravin qui s'allonge vers le N.E. et qui forme le bassin de réception du torrent est surplombée de toutes parts par le calcaire jurassique.

Gagnant le pied des parois jurassiques du P. 750 et les suivant vers le S.E., on atteint, en $x = 7^e + 4.000$; $y = 44^e 10 + 1.400$, une brèche du calcaire d'où on voit en direction du S.O. la dépression séparant le P. 500 du P. Fátima, dans et par laquelle se continue la partie non déversée du synclinal des Trois Pitons.

La brèche en question donne accès sur un ressaut de terrain formé par le calcaire jurassique de base et dominé par le Jurassique renversé qui, d'un seul tenant, constitue le bloc cote 750-côte 1.000.

Cette corniche peut se suivre tout le long du flanc O, dominant le fond de Pastoritx et la vallée qui descend du Teix. La bande de Tithonique s'y écrase de plus en plus; il semble toutefois que, de place en place, on y aperçoive du Néocomien très laminé. Cette bande atteint le col qui sépare le P. 1.000 du Teix et s'y raccorde avec les couches décrites au flanc N.E. du premier de ces sommets.

Mais là, le problème se complique.

Une cassure longitudinale et oblique a dû se produire, car il semble qu'on observe le dispositif indiqué par notre figure 137.

Vers le haut du torrent, le flanc S.E. du ravin montre des dolomies triasiques qui paraissent chevaucher le calcaire massif du flanc N.O. Réduites, d'ailleurs, à peu d'épaisseur, elles supportent immédiatement le Jurassique sur lequel est déversé le synclinal des Trois Pitons. Ce dispositif se poursuit vers l'aval, et, au débouché du ravin, dans la vallée de Pastoritx, le Lias, contre lequel s'appuient les dolomies, se présente

sous forme d'une barre de calcaire jurassique et constitue un seuil qui, traversé par le lit du torrent, paraît s'enfoncer contre le versant du P. 750, sous le dispositif indiqué.

Sous ce calcaire jurassique, on retrouve du Trias.

Enfin, au pied du promontoire sur lequel sont bâties les maisons de Pastoritx, dans le lit même du ruisseau apparaissent des grès néogènes à Amphistégines et Lépidocyclines (fig. 137).

Il est impossible, dans une étude aussi cursive, de vérifier sur le terrain si ce Tertiaire se rattache à une bande de Miocène qui jalonne une imbrication peu accentuée, ou s'il apparaît ici en fenêtre.

Cette seconde solution paraîtrait plus conforme à l'existence de la barre du Jurassique, qui semble bien s'insérer au-dessus du Trias et du Miocène, sous les couches du versant de la cote 750.

Toutefois, la présence d'une dizaine de mètres de Trias sur le Jurassique correspondant à cette barre dans le haut du ravin, le dispositif très incliné du même Trias, qui semble fort réduit au col séparant le P. 1.000 du Teix, pourrait faire prévoir une autre solution, savoir :

Le calcaire jurassique de la barre aurait été débarrassé de sa couverture de Miocène lors du chevauchement du Trias. Par contre, il aurait été rompu aux abords de Pastoritx et le Trias y chevaucherait le Miocène.

Cette interprétation rapporterait le Néogène de Pastoritx à la même unité tectonique que le petit chevauchement du ravin (fig. 137 a). Pour l'admettre, il faudrait démontrer qu'il n'y a pas insertion du Jurassique de la barre sous le flanc O. du P. 750.

C'est un petit problème qu'une étude de détail permettrait facilement de résoudre.

Le fond du synclinal des Trois Pitons montre aux abords de Raxeta la succession suivante de bas en haut :

1° Calcaire gros à rognons siliceux en bancs de 25 à 50 centimètres alternant par endroits avec des couches marneuses.

Ces assises représentent sans doute le Lias supérieur et doivent atteindre 20 mètres environ.

2° Fausse brèche verdâtre avec couche rouge¹ représentant le Tithonique sous son faciès accoutumé. Les fossiles sont rares. Nous y avons vu *Perisphinctes*, *Phylloceras Calypso* d'ORB. sp., *Belemnites* sp., *Dichtyothyris*, sp.

3° Calcaires lités en bancs de 0 m. 10 à 0 m. 15, à cassure claire, à grain très fin, presque lithographique, mais craquelés et ressoudés par de la calcite.

Ces calcaires occupent ici stratigraphiquement la position du Néocomien inférieur. C'est sans doute un faciès différent qui affecte ici des terrains que nous sommes accoutumés de voir, dans ces régions, sous forme de marno-calcaires clairs et tendres.

Il convient de noter qu'à la tranchée de Bendinat certains bancs, parmi les plus inférieurs du Néocomien, présentent un aspect analogue.

En divers endroits, du reste, et entre autres dans les accidents de la partie supérieure de la Sierra Alfàbia, des calcaires analogues sans fossiles pourraient être attribués au Néocomien.

Ajoutons qu'en face Raxeta, sous le Lias supérieur et en particulier dans le lit du torrent, des bancs roses tithoniques apparaissent redressés à la verticale, sans doute par l'effet d'une rupture locale.

Le synclinal, dont l'axe est orienté N.E.-S.O., se suit selon tout l'ensellement qui sépare le P. 550 du

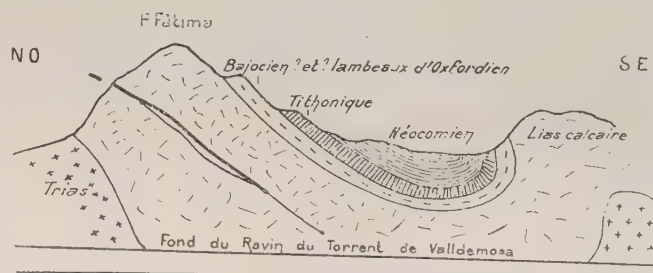


FIG. 138. — Le flanc S.O. du Puig Fátima. (Ech. 1/20.000°).

¹ Il se pourrait que ce soit de cette couche rouge que proviennent les fossiles oxfordiens recueillis à peu de distance du P. Fátima par NOLAN, dont il est fait mention chapitre II. Nous n'en avons pas trouvé pour notre part.

P. Fátima jusqu'en amont de Son Puig. Il est très légèrement déjeté, et du Lias supérieur demeure appliqué contre le haut du versant S.O. du Puig Fátima.

Mais, en outre de ce synclinal très simple, apparaît dans la partie occidentale de la montagne un accident nouveau qui nous est encore mal connu.

Un contrefort rocheux s'abaisse du P. Fátima jusqu'au fond de la cluse que passe la route de Valldemosa; il domine au N.O. le Trias de Son Morro, par une paroi que l'on peut franchir vers 450 mètres d'altitude, en un point où un pin mort a été dressé pour servir de repère.

Ce passage donne accès sur un plan incliné de calcaire jurassique qui coïncide avec une surface oblique de rupture. Par le bord de cette surface, au point où la masse même du P. Fátima la domine, on peut opérer la descente jusque vers les champs étagés qui s'élèvent contre le versant S.O. de la montagne. Il apparaît alors que la masse jurassique est coupée non seulement par une faille dont le plan est incliné au S.E. de 30 à 40 degrés, mais par un accident plus complexe qui fait affleurer vers le bas des rochers du calcaire à silex du Jurassique moyen, puis du Tithonique et du calcaire néocomien.

Cet ensemble très écrasé paraît indépendant du synclinal des Trois Pitons auquel il est subordonné par rapport à la direction de poussée.

Comme le synclinal des Trois Pitons - Fátima qui lui est parallèle, la bande de Néocomien, observée entre le P. 450 et le P. 500, s'étend aussi jusqu'au versant S.O. de ces chaînons, ainsi qu'on l'a vu plus haut.

4. Le Teix. — Nos profils d'ensemble (pl. IV) montrent les rapports de la masse du Teix avec celle du pli couché que nous venons de décrire.

La coupe du versant N.O. du Teix montre sous le Lias les dolomies du Trias, en assises litées, puis massives. Dans ces dolomies, des couches de diabases à olivine provoquent par leur décomposition la formation de marnes rouges, dont, comme ailleurs, l'emplacement coïncide avec les parties du sol où l'érosion s'est exercée avec le plus d'efficacité.

Ces couches sont inclinées et très comprimées contre les fausses brèches tithoniques, lesquelles s'appuient sur des calcaires liasiques pendant au S.E. Ensuite vient un niveau de grès qui, en cet endroit, pourrait passer pour douteux, mais dont nous allons voir la continuation vers le N.E. passer à du Tertiaire certain. Enfin, on retrouve les calcaires liasiques qui constituent le reste du plateau et le rebord supérieur de la falaise qui domine Deya; c'est dire que les couches tertiaires et leur substratum appartiennent au Socle du Teix.

Les fausses brèches que nous attribuons au Tithonique ne contiennent pas de fossiles, mais leur faciès et les coupes microscopiques que nous en avons faites sont assez typiques pour permettre cette identification.

Cette lame de Jurassique (Tithonique et Lias), qui est intercalée entre la masse secondaire du Teix et le Tertiaire de son substratum, ceinture le sommet du N.O. à l'E.

Elle se redresse, comme les autres sédiments, contre le Miocène qui constitue le P. 1.000 entre le Teix et le Puig Galera.

Le contact que nous avons vu au N.O. se suit partout avec netteté; une coupe passant par la cote 1.000 et le Teix permet de l'étudier, grâce au fait que l'érosion attaquant plus fortement les poudingues tertiaires a laissé en relief les calcaires jurassiques; ceux-ci forment une paroi au pied de laquelle on observe une zone de broyage.

Au S.E. du Teix, cette lame semble s'effiler et disparaître, car on n'en retrouve plus trace dans le Trias du couloir de Casas del Rey, mais elle a laissé un témoin sur le Miocène, à 1 kilomètre au N. de ces maisons.

Ce témoin que l'on aperçoit de la route de Soller est remarquable dans l'ensemble de la montagne par l'allure de ses couches. Sur le calcaire liasique du Socle du Teix, ciselé en un vaste lapiez blanc, repose le

Néogène dont les couches gréseuses, tendres, forment un petit monticule conique, aux lignes douces et aux pentes herbeuses. Un amas mucroné coiffe cette petite colline : c'est le témoin de calcaire liasique.

Le poudingue et les grès ne contiennent ni Amphistégines ni autres fossiles. Toutefois, le faciès de ces dépôts les identifie franchement au Miocène des éléments tectoniques voisins.

Cet accident est, tectoniquement, le plus méridional parmi ceux qui intéressent le Miocène ; nous ne trouvons dans ce terrain que des grès peu épais et de puissants poudingues à gros éléments, alors que le Miocène des séries tectoniques inférieures comporte, outre les sédiments détritiques, des marnes sableuses.

5. **Du Teix à Valldemosa.** — Nos coupes en série donnent un aperçu du dispositif des assises qui se répètent de telle façon que plusieurs interprétations restent possibles.

La partie occidentale de ces écaillés ou débris d'écaillés peut s'observer au bord S.O. du méplat du pied N. du Teix, à l'endroit où le bassin de réception du torrent descendant du Teix, vers Sa Comuna de Valldemosa coupe verticalement les assises de ce méplat ; on y relève la succession suivante de haut en bas (fig. 139) :

- 1° Calcaire jurassique du Teix.
- 2° Dolomies du Trias.
- 3° Tithonique écrasé.
- 4° Calcaire jurassique.
- 5° Tithonique écrasé.
- 6° Calcaire jurassique.
- 7° Dolomies du Trias.
- 8° Conglomérat douteux, peut-être néogène.
- 9° Calcaire jurassique du P. Fontanellas.

Il est impossible actuellement de rapporter avec certitude ces bandes tithoniques à des racines connues. Sans doute constituent-elles des débris de replis, pris sous le Trias qui, lui, se retrouve, accompagné de Diabase, auprès des sources du col N. du Teix et jusqu'au flanc E. de la montagne.

Quant au conglomérat, il revêt un faciès très spécial. Il est formé de très gros éléments, souvent bréchoïdes, soudés par une pâte saccharoïde ou finement grenue qui fait penser à du Trias ou à du Jurassique. Toutefois, certains blocs contenus dans ces couches paraissent néocomiens. D'autre part, ces poudingues se relient aux poudingues néogènes à très gros éléments signalés au P. 1.000, qui est au N. du Teix.

A partir du haut du ravin que nous étudions, cette bande de Néogène douteux disparaît, ou tout au moins se confond dans la paroi N. du vallon, avec les assises jurassiques dont elle a la patine (pl. 4, coupe XXVII).

Le dernier point où nous l'avons observée est sur le sentier qui descend du P. Gros vers Valldemosa, par le ravin au S.E. du Teix, à peu près en $x = 7^{\circ} + 3.200$; $y = 44^{\circ}10' + 4.000$.

Passé cette bande en gagnant le bas du ravin, le sentier serpente sur des éboulis sous lesquels apparaissent de place en place les dolomies du Trias. Le versant S. du ravin est formé par une paroi de Jurassique massif qui en domine le fond de 150 mètres et qui est coupée presque horizontalement par un entablement étroit paraissant marquer le passage, soit d'une bande de Lias supérieur, soit d'un chevauchement.

Le lit du torrent suit à peu près la ligne selon laquelle le Trias du pied du versant S. de la vallée s'appuie contre le Lias du P. Fontanellas qui en constitue le versant N.O. (pl. 4).

Au fur et à mesure que l'on descend vers Valldemosa, le ravin s'élargit, les assises y conservant le même dispositif.

L'éperon de calcaire jurassique qui descend du Teix vers Valldemosa et qui limite au S. ce ravin présente dans son tiers occidental un ensellement par lequel passe un sentier conduisant à Pastoritx. La coupe en est ambiguë.

Le Trias du fond du vallon supporte du calcaire jurassique sans doute, en bancs assez

minces, à grain lithographique gris jaunâtre. Au col même et au haut du versant dominant Pastoritx, apparaissent des couches roses, identiques à celles du Tithonique.

Peut-être conviendrait-il de chercher les relations de ces assises avec la double bande de Tithonique du pied N. du Teix. Il semble plus difficile qu'elles appartiennent au pli couché des Trois Pitons.

Descendant sur Pastoritx, on relève la coupe suivante de haut en bas :

Calcaire jurassique.

Dolomies bréchoïdes (Lias inférieur).

Marnes bariolées avec roches éruptives.

Niveaux gris de marnes sableuses du Trias qui miment les marnes néogènes et parmi lesquels des bancs marno-calcaires fourniront sans doute des fossiles.

Enfin, les maisons même de Pastoritx sont bâties sur le contrefort au pied S. duquel nous venons de mentionner des grès miocènes (voir fig. 137).

Le bassin de Pastoritx est drainé par le lit du torrent qui coupe la paroi triasique, puis jurassique, qui unit le P. 750 au P. Fátima, et s'écoule par Raxeta et Raxa, vers le Torrent de Buñola. Hormis les grès miocènes signalés, tout son fond est en Trias, jusques et y compris le col séparant cette cuvette de la vallée qui, au pied de Son Vert, descend vers la trouée de Valldemosa¹.

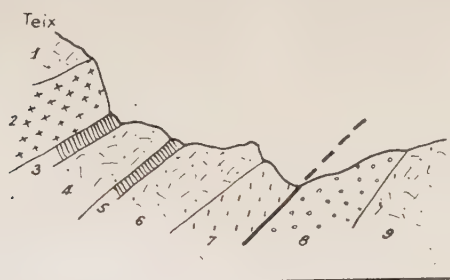


FIG. 139. — Coupe du versant N.O. du sommet du Teix.

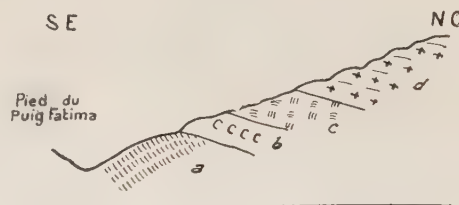


FIG. 140. — Coupe partielle du Trias au S.O. de Pastoritx.

Le Trias du pied N. du P. Fátima pend très légèrement au N.E., tout au moins dans les assises qui apparaissent au flanc du col.

On y relève la coupe suivante de bas en haut (fig. 140) :

- | | |
|---|------------|
| a) Marnes grises ressemblant à distance à celles du Néogène . . . | 15 mètres. |
| b) Cargneules | 6 — |
| c) Marnes rouges et vertes | 10 — |
| d) Dolomies litées | 3 — |

Au col même, non loin du chemin, s'élève une maisonnette bâtie sur du Trias. Mais dans les champs qui l'entourent, on trouve des débris qui rappellent beaucoup le poudingue miocène. Nul affleurement ne permet de déterminer dans quelles conditions ce terrain apparaît ici, et nous n'avons pu trouver de preuve que ce soit là une continuation, vers le S.O., du pointement néogène de Pastoritx.

A partir du col, le chemin descendant vers la dépression où passe la route de Valldemosa décrit deux lacets. Vers le coude du premier, on observe des blocs de grès miocène qui sont éboulés d'une bande de grès et de marnes qui passe à flanc de coteau.

Un peu plus en aval, un petit monticule de calcaire jurassique isolé domine la route. Si on le contourne par sa base et si on remonte par son pied E. jusqu'à la paroi du P. Fátima, on ne retrouve plus aucune trace de ces grès à aspect miocène.

¹ Il semble bien qu'il y ait ici la trace d'une ancienne capture et que le torrent de Raxeta ait drainé à son profit tout l'amont d'un bassin qui, primitivement, aurait eu son écoulement par l'Ouest.

Tout le fond du ravin est taillé dans le Trias : la coupe des termes supérieurs de ce terrain aux abords de Son Veri montre de bas en haut :

- a) Marnes bariolées avec gypses et débris de diabases.
- b) Calcaires marneux gris clair, lités en bancs minces 10 mètres.
- c) Cargneules. 15 —
- d) Calcaires gris clair, lités, sans tubulures. 12 à 15 —
- e) Dolomies grises en bancs irréguliers 30 —
- f) Calcaire massif du Lias.

Dans tout cet ensemble, les pendages sont très variables. Mais le Trias y paraît en continuité avec celui de Son Coma et avec celui de toute la dépression de Valldemosa.

La ferme de Son Veri est bâtie sur une sorte de terrasse formée d'alluvions et de brèches, de pentes ressoudées.

II. LA SÉRIE I ENTRE VALLDEMOSA ET SOLLER

6. **Abords de Miramar.** — Cette Série, la plus inférieure, est mise à jour au bas du versant N. de l'île. Elle est limitée, en plan, à une bande plus étroite encore dans cette région que partout ailleurs.

Nous allons la suivre de Valldemosa au Puerto de Soller, afin que dans l'étude du Socle du Teix nous puissions délimiter les divers éléments de ce coin complexe, tant par rapport à la Série II déjà étudiée, que par rapport à la Série I.

Les parois verticales qui dominent le Trias de la Série I sont difficiles à étudier à cause des multiples cassures qui y portent la confusion. Nous avons donné, p. 31 et fig. 5, la coupe relevée le long du chemin de Valldemosa au Puerto de Valldemosa.

Nous n'avons pas pu identifier ici les marnes irisées du Trias supérieur, et le Jurassique y apparaît comme très réduit. Le Néogène couronnant la Série I comporte localement des calcaires à *Lithothamnium*, englobant de petits cailloux anguleux de roches triasiques, mais ce sont les grès et surtout les marnes sableuses bleues qui y jouent le rôle principal. Ce sont elles que l'on voit dans les champs de Can Costa et vers la tranchée du kilomètre 19 de la route royale.

Vers le N.E., la Série I va se compléter en s'abaissant transversalement. Sa base de grès werféniens disparaît sous le niveau de la mer. La partie supérieure du Trias apparaît par contre dégagée de son manteau d'éboulis. Les marnes irisées du Keuper affleurent en bordure du rivage, accompagnées de gypses. Elles supportent des cargneules et des dolomies.

Sur le calcaire qui les domine, le Miocène se montre complexe et puissant (DARDER [18]).

Au N.E. de S'Estaca, la partie supérieure des marnes irisées est couverte d'éboulis. Des dolomies apparaissent ensuite, puis du calcaire que nous attribuons au Jurassique, et qui forme toute la paroi aux abords de la chapelle de Ramon Llull.

Ces calcaires jurassiques atteignent le pied du moulin à vent du kilomètre 21,5 et supportent du Miocène.

Nous avons donné (fig. 6, chapitre premier) une coupe passant par Miramar, comportant de bas en haut la succession suivante :

- 1° Argiles irisées rouges 30 à 40 mètres.
- 2° Cargneules. 15 à 20 —
- 3° Dolomies 40 —
- 4° Dolomie sombre à grain fin de 0 m. 50 120 —
- 5° Dolomie bréchoïde 70 —
- 6° Calcaire bleuâtre sombre veiné (jurassique?) 30 —
- 7° Poudingue miocène 10 —

- 8° Grès et marnes gréseuses du Miocène et bancs de calcaires. 50 mètres.
 9° Poudingues.
 10° Trias en bancs lités représentant la base du coin du Socle du Teix décrit aux abords de Sa Mora.

On lira, p. 32, les réserves nécessaires, quant aux étages représentés dans ces assises triasiques.

Le calcaire, que nous considérons comme jurassique, revêt ici un aspect très différent de celui que nous connaissons dans les éléments tectoniques supérieurs.

Quant au Miocène, il est déjà fort puissant. Dans l'ensemble réuni sous le numéro 8, il faut noter des calcaires à *Lithothamnium* qui prendront vers le N.E. plus d'importance et qui sont ici assez difficiles à délimiter en raison des cultures.

Ces calcaires sont entamés par la route de Soller, près de Son Gallart Nou. On les suit jusqu'à Son Marroig. Mais ils ont déjà une extension assez grande immédiatement au N. de la maison de Miramar. On les traverse obliquement si, quittant le coude de la route de Miramar à la mer, en aval et au N. de la Finca, on se dirige directement vers Son Gallart Nou.

7. **Les abords de Son Marroig et de Deya.** — La question de l'extension de ce Miocène devient plus troublante à l'aplomb de Son Marroig. C'est là que nous allons en reprendre la coupe.

La presqu'île de Foradada est composée de deux segments, l'un perpendiculaire à la côte, l'autre branché à angle droit à l'extrémité Nord du premier.

Le segment perpendiculaire à la côte est formé de dolomies du Trias dont notre coupe O.E. figure 8 montre l'allure. M. DARDER identifie ces couches au Ladinien et admet qu'elles buttent, par une faille qui suit à peu près le rivage, contre le Trias supérieur de la côte elle-même.

Mais nous ne sommes plus d'accord avec notre sympathique confrère quant à la Foradada elle-même.

Toute cette masse dont le sommet culmine au repère du service hydrographique, vers 74 mètres, est formée de conglomérats bréchoïdes, avec lits de grès grossiers. Elle montre un pendage net au Nord. M. DARDER en fait du Trias et sans doute du Trias supérieur. Nous en faisons sans certitude absolue, mais en y voyant beaucoup de probabilités, du *Miocène*.

L'allure de ces conglomérats est douteuse. Plus grossiers que ceux du Néogène, surtout quant aux lits gréseux, ils sont pourtant très différents des autres terrains. L'analyse rapide de leurs éléments constitutifs nous a montré des dolomies du Trias, du calcaire jurassique, des calcaires à rognons de silex, du Lias supérieur moyen, des calcaires clairs, très semblables à ceux que nous connaissons vers le P. Fátima et vers la tranchée de Bendinat dans le Néocomien inférieur.

Ces conglomérats sont donc certainement postérieurs au Lias. Il est plus que probable qu'ils sont aussi postérieurs au Néocomien inférieur. Mais, à Majorque, le Crétacé moyen est représenté par des faciès profonds.

S'ils appartenaient au Crétacé supérieur, ils représenteraient le seul sédiment marin connu de cette période. Reste le Nummulitique. Mais *tous* les poudingues nummulitiques que nous connaissons présentent, dans une pâte gris brun, des galets noirs bien différents des éléments de Sa Foradada. Donc, la vague analogie de faciès notée entre les dépôts détritiques douteux qui nous occupent et le Miocène paraît confirmée par le raisonnement.

Le fond de la crique qui sépare Foradada de la falaise de Pedriza montre (fig. 141) des marnes irisées (2). La faille passe immédiatement au bord de la masse des dolomies de la Foradada.

Ces marnes irisées sont recouvertes, dès le bas de la falaise descendant de Son Marroig, par des éboulis, ressoudés en brèche de pente (4). Le chemin y serpente, et ce n'est que par places qu'on aperçoit, sous cette carapace, des bancs dolomitiques pendant au S.E. (3).

Au point où la route passe dans une tranchée au bord de laquelle s'élève un mirador, elle atteint un conglomérat tenant le milieu entre le poudingue et la brèche et qui ressemble beaucoup à celui de Foradada (5).

La route s'y accroche sur près de 100 mètres de différence de niveau. Des sources incrustantes ont accumulé leurs concrétions contre cette roche.

La partie supérieure des conglomérats supporte des calcaires à *Lithothamnium* tout à fait identiques à ceux du Miocène (6) sur lesquels passe une bande de terres rougies par la décomposition des roches éruptives qui accompagnent une dolomie triasique (7).

Sur ces dolomies viennent des calcaires identiques aux calcaires jurassiques connus ailleurs (8). C'est sur eux que sont construits le Mirador et la Finca de Son Marroig. Entre la maison et la route passe le contact du calcaire avec le Miocène qu'il supporte. C'est ce Miocène que nous nommerons avec M. DARDER « Miocène de Son Marroig » (9 et 9 bis). Il supporte le Trias (10) qui forme le sommet de l'arête rocheuse séparant la région de Son Gallart et Son Rullan de Deya, et qui



Fig. 141. — Coupe non interprétée de la falaise de Son Marroig. (Ech. : 1/7.500e.)

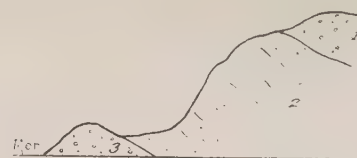


Fig. 142. — Coupe de la falaise en $x = 7^\circ + 2.700$: $y = 44^\circ 10' + 8.000$ près du torrent de Deya. (Ech. : 1/2.500e.)

appartient aux éléments tectoniques supérieurs. Sur ce Trias, nous retrouverons des grès à Amphistégines dont nous discuterons plus loin la signification.

De cette coupe, nous retiendrons plusieurs particularités.

Sous le Néogène de Son Marroig et son substratum secondaire, il y a ici une nouvelle série avec des poudingues assez différents de ceux du Miocène de Son Marroig. Nous ne savons pas ce que devient cet accident vers l'O. et l'E., les parois à pic n'y étant pas abordables. La différence de faciès du Miocène semblerait exclure dans une certaine mesure l'hypothèse d'un simple pli-faïlle. D'autre part, le fait que les conglomérats sont recouverts de calcaire à *Lithothamnium* très semblable à ceux du Miocène empêche de les considérer comme des brèches récentes, collées au flanc de la montagne sous un encorbellement de Trias. Nous nous en tiendrons momentanément à notre coupe fig. 141 et à l'interprétation qu'en donne le profil XXX, en spécifiant toutefois qu'une étude latérale de ce dispositif s'impose.

Les conglomérats apparaissent encore assez loin vers le N.E., contre la falaise de Pedriza. Il est bien probable que ceux de Foradada étaient en continuité avec eux, et ont été amenés dans leur position actuelle par des tassements ultérieurs, jouant par failles à peu près verticales.

Vers Pedriza le calcaire jurassique, substratum du Miocène de Son Marroig, s'abaisse transversalement et forme la majeure partie du promontoire de ce nom. Le Néogène qui couronne ce Jurassique a été décrit page 170.

Il est recouvert aussi par le Trias (voir pl. 4, coupe XXIX).

Mais vers l'E., ces rapports sont moins clairs. En effet, tout l'ensemble pend au N.E. de 20 degrés environ, en sorte que le Trias et le Jurassique atteignent la mer le long du rivage au N. du promontoire de Pedriza. Le Miocène, traçant, au flanc du vallon, une grande bande en écharpe, constitue le pied et la majeure partie de la colline sur laquelle est bâtie Deya, le sommet même du monticule étant de dolomie triasique.

L'inclinaison de la bande se poursuit, et le Miocène atteint la mer sous laquelle il disparaît entre le ruisseau de Deya et la pointe de Son Beltran.

Le versant S.O. du ravin de Deya montre les couches néogènes inclinées. On y distingue particulièrement bien vers le kilomètre 25,5 les marnes gréseuses grises dans lesquelles nous avons trouvé *Pecten præscabriusculus* FONT., des Clypéastres, etc. (voir p. 170).

Leur substratum pareillement incliné vers la vallée est formé de calcaires miocènes.

Le Miocène rentrant en V dans la vallée est très net, bien que le plan des branches du V soit incliné vers le N.E. Le versant N.E. de la vallée montre la coupe suivante de haut en bas. — Le Trias charrié comportant d'abondantes masses éruptives (diabase à olivine) constitue la partie principale du versant de la montagne. Très en contrebas de la route, il repose sur du grès miocène. Celui-ci vers le bas passe à des grès marneux à *Pecten* et *Ostrea*, lesquels sont supportés par des poudingues. Enfin, sous des marnes sableuses, bleues, viennent des calcaires et des conglomérats.

Vers Pedriza, le Miocène repose sur du calcaire jurassique. Au contraire, vers Son Beltran, il repose sur du Trias.

Il convient de noter un accident qui s'observe à la pointe rocheuse située en $x = 7^{\circ} + 2.700$; $y = 44^{\circ}10' + 8.000$.

Le Miocène (1) repose sur du Secondaire (2) qui constitue une falaise dominant la mer. Au pied même de la falaise et semblant s'enfoncer sous ses couches, on observe une masse de calcaire blanc Miocène (3) à *Lithothamnium* dans lequel, comme presque toujours, sont noyés des fragments de roche noire analogue à celle de la falaise secondaire.

Vu sa position il ne semble pas que cette masse miocène soit tombée du haut de la falaise. La suite de cet accident est à rechercher latéralement. La mer en cache la continuation aux abords même de la pointe de rochers.

A partir de ce point, la bande miocène qui couronne la Série I disparaissant sous la mer, nous ne retrouvons cette unité tectonique inférieure que vers le promontoire de la Muleta, si tant est que cet élément, d'affinités douteuses et de position ambiguë, puisse lui être rattaché. En tout cas, comme il ne joue pas de rôle important, dans la constitution géologique du Teix, et que c'est en définitive à Son Beltran que s'achève l'unité tectonique qui peut être indubitablement rapportée à la Série I, nous croyons opportun d'aborder maintenant la description du socle du Teix, coïncé entre les Séries I et II qui viennent d'être l'une et l'autre définies et délimitées.

III. LE COIN DU SOCLE DU TEIX ENTRE VALLDEMOSA ET SOLLER

8. **Vue d'ensemble.** — Tous les éléments qui sont au N. du Teix, et compris entre l'écaille constituant ce sommet et la Série I, ont été rapportés, par nous, en 1920, à la Série II. Nous avons indiqué au début de ce chapitre qu'il nous paraît préférable d'assimiler ce complexe à un coin interposé entre les Séries I et II.

Le problème de ce que nous avons appelé le *Socle du Teix*, ce puissant ensemble de calcaires et de dolomies limité presque partout par des parois à pic et dont la base triasique repose sur la Série I, est très délicat. Selon l'extrémité par laquelle on considère cet ensemble, on arrive à des solutions différentes.

A ne considérer que le seul coin compris entre les Séries I et II telles que nous les avons délimitées ici, on constate que sa base est formée de Trias, et que ce Trias, constitué en majeure partie par des dolomies, s'observe tout autour du massif depuis le ravin de Sa Coma, près de Valldemosa, jusqu'au pied N.E. du col de Sollér, par Son Moragues, les pentes qui dominent la route de Valldemosa à Miramar, Son Rullan, le pied des parois qui dominent Deya, les fermes d'Alqueria-Blanca¹, et de Teix, et en général tout le versant qui domine Sollér.

¹ Ne pas confondre cette Alqueria Blanca avec celle des abords de Buñola.

Sur ce Trias repose du calcaire jurassique déjà fractionné en éléments tectoniquement distincts formant :

1° Les éléments de la base du socle ;

1° a) Le massif du Pouet-Veya et un petit sommet au pied du P. Gros.

1° b) Les éléments de calcaire jurassique qui sont au pied N. du P. Galera et sont séparés de sa base même par du Trias dolomitique ($x = 7^{\circ} + 5.500$; $y = 44^{\circ}10' + 8.500$).

Outre ces reliefs très apparents dans la topographie, il ressort de l'étude de la paroi même du massif formé par les Puigs Gros et Galera, que sa base comporte des niveaux anormalement superposés, dont l'un, au moins, doit être rattaché à cette première petite imbrication inférieure ;

2° La masse jurassique qui constitue la majeure partie des parois du socle du Teix, depuis le Puig Gros jusqu'au Puig Galera, et qui est couronnée de Néogène douteux ;

3° La masse supérieure du socle du Teix et une partie de ses versants, dont l'élément essentiel est le calcaire massif reposant par l'intermédiaire de quelques bancs dolomitiques sur la masse précédente.

Les parois verticales qui ceignent ce socle empêchent d'établir convenablement le profil transversal des éléments qui le composent. Toutefois, trois coupes peuvent y être faites. L'une par le Puig Gros près de Valldemosa, l'autre par le sentier direct de Deya au Teix, enfin la plus rapprochée de Sollér selon le chemin qui conduit de Can Prom au Teix, par le N.E. du P. Galera.

9. **Le Massif Pouet-Veya.** — Cette montagne, qui culmine à 868 mètres, domine la mer de très près. Elle est séparée du massif même du P. Gros par une dépression triasique dont la partie N. forme un ravin orienté au N. et dont la partie S. débouche sur Valldemosa. Notre figure 143 en donne l'allure.

Montant de Valldemosa par Son Gual, on suit un chemin charretier qui serpente dans le ravin et qui, de place en place, laisse voir sous les éboulis les dolomies du Trias.

Le sommet de l'Atalaya Veya est couronné de calcaire jurassique, qui prend à l'E.-S.E. Mais ce calcaire, que l'on voit s'effiler, paraît réduit à rien dès le fond du ravin dont le versant S.E., formé en partie de Trias, est dominé par la paroi de Jurassique à pendage S.E. du P. Fontanellas.

Au S.O., ce dispositif laisse supposer qu'il y a eu rupture des assises selon le trait interrompu de la figure 143 a.

Le calcaire jurassique du P. 869 et celui de l'Atalaya Veya forment une masse continue.

Entre ce petit massif et celui de Fontanellas la partie supérieure du ravin s'élargit en un bassin dont le fond est peu incliné, mais où les observations sont rendues difficiles par la densité de la forêt de chênes verts.

Depuis le col, les formes topographiques qui sont l'écho assez fidèle des particularités tectoniques se présentent de la manière suivante :

Au S.E., le P. Gros dont la paroi verticale se continue parallèlement à la côte dont elle couronne les pentes, boisées d'oliviers et de chênes verts ; au N.O. le Pouet, formé et prolongé par une arête calcaire, allongée dans la même direction, mais formant une simple saillie à flanc de coteau, en contrebas du P. Gros ; entre ces deux reliefs de calcaires durs, une zone boisée, déprimée, montre les couches triasiques de la base du P. Gros, qui chevauchent légèrement les calcaires liasiques de l'arête du Pouet. Tous ces éléments, ainsi que la topographie, marquent une inclinaison d'ensemble au N.E.

Mais un ruisseau a coupé l'arête du Pouet au N.E. de ce sommet et a déterminé un petit bassin secondaire indépendant, dans la partie avoisinant le col. Le Pouet est ainsi isolé d'une seconde masse calcaire moins importante, mais qui lui fait manifestement suite en : $x = 7^{\circ} + 1.300$; $y = 44^{\circ}10' + 5.000$.

Le sentier conduisant du col à Miramar par la gorge de ce torrent permet de s'assurer de la

continuité de ce Jurassique qu'il entaille et de vérifier que, sans que l'inclinaison en soit très forte, le calcaire jurassique s'insère, là encore, sous le Trias dolomitique du pied du P. Gros.

Par contre, l'extrémité N.E. du petit sommet jurassique montre, limitant ce calcaire du côté de la montagne, un faisceau d'assises dolomitiques redressées (fig. 143 b) qui semblent impliquer une charnière. Une lame de calcaire jurassique est pincée dans le Trias qui supporte la masse liasique principale, soit par un repli, soit, plus probablement, par le jeu d'une cassure oblique.

Ce dispositif serait de nature à faire supposer que l'accident n'est plus ici qu'un repli peu important (voir pl. 4, coupe XXIV).

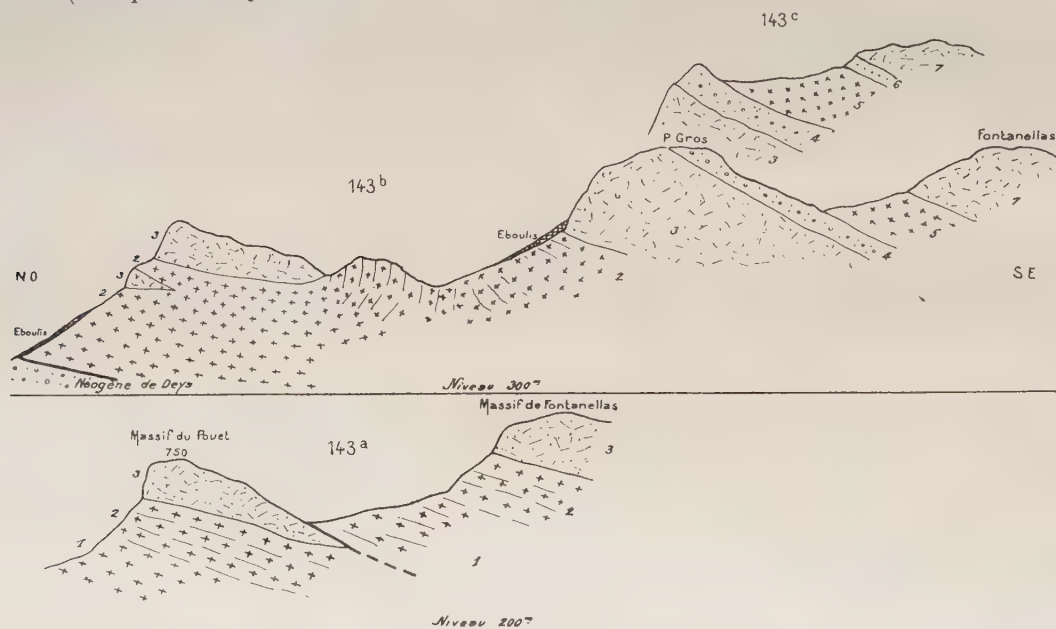


FIG. 143. — Coupes S.E.-N.O. de la bordure du socle du Teix au N.E. de Valldemosa.

FIG. 143 a. — Massif du Pouet et ses relations avec celui de Fontanellas.

FIG. 143 b. — Extrémité du massif du Pouet et ses relations avec celui du P. Gros - P. Fontanellas.

Coupe parallèle à la précédente, 1 kilomètre plus au N.O.

FIG. 143 c. — Coupe de la partie E. du P. Gros, parallèle à la précédente, à 800 mètres au N.E.

- 1, Dolomies friables de Trias; 2, Dolomies triasiques en gros bancs; 3, Calcaire jurassique massif;
4, Conglomérats douteux, peut-être néogènes; 5, Dolomies du Trias; 6, Calcaire du Lias moyen à gros grains de quartz rose;
7, Lias massif du P. Fontanellas et du socle du Teix.
(Ech. approx. : 1/20.000°.)

Au-dessous du Jurassique du P. Veya, aux abords du sentier, on relève une succession d'assises de Trias dolomitique, de grain et d'épaisseur variables, dont certaines ont une forte odeur d'hydrocarbure. L'épaisseur totale de ces assises, peut-être repleyées, dépasse 130 mètres. Vers sa moitié inférieure ce versant présente un replat couvert d'éboulis.

Enfin, à l'E. de Sa Morera, apparaît le calcaire marneux à ciment du Trias, et, immédiatement au-dessous de lui, le poudingue miocène. Une zone imprécise où l'une et l'autre roche sont broyées sépare ce Tertiaire du Trias.

Si, depuis le replat, au lieu de descendre sur la grande route, on se porte à flanc de coteau, parallèlement à elle vers l'O., on demeure tout le temps dans le Trias jusqu'à la chapelle du cimetière qui est en amont du Moulin à Vent.

A l'O. apparaît du Trias rouge, soit coloré par de l'éruptif, soit formé de marnes irisées. Enfin le chemin atteint les marnes néogènes de la Série I à Can Costa.

10. Le Versant des montagnes entre la Série I et les parois du Teix dans la région de

Deya. — Encore que les cultures et les bois en rendent l'accès incommode, il semble que le versant dominant la route depuis l'Ermita jusqu'aux abords de Son Rullan ne présente que la suite des formations décrites au pied du Pouet.

La surface de contact du Néogène de la Série I et du Trias qui la recouvre subit des inflexions et des gauchissements assez importants, mais cette superposition demeure constante, que ce soient les couches rouges du Trias, comme en amont du kilomètre 19, ou des mélanges mylonitiques de calcaires lités et de conglomérats, comme à Sa Morera, ou encore les couches à pistes, par lesquelles se trouve recouvert le Miocène que nous avons suivi de Valldemosa à Miramar et à Deya.

Cette superposition est particulièrement frappante en amont de Son Marroig, où le Burdigalien constitue la majeure partie des flancs N., N.O. et O. de l'éperon contourné par la route entre les kilomètres 23 et 27, et où la crête de cet éperon est formée par une étroite masse de calcaires lités, à Fucoïdes du Trias.

Cette bande de Trias paraît se continuer vers Deya, infléchiée comme la surface de la Série I dont nous avons vu qu'elle s'enfonce vers le N.E.

A Deya même, elle couronne et protège de l'érosion l'éperon de Néogène sur lequel est bâtie cette bourgade historique, exactement dans les mêmes conditions que nous venons de décrire auprès de Son Marroig. On a vu que, plus au N.E. encore, ce Trias atteint la mer sous les flots de laquelle disparaît la Série I.

Mais si, depuis Valldemosa et jusqu'après Miramar, le versant boisé du Pouet se montre uniquement formé de Trias, aux abords de Son Rullan apparaît un nouvel accident qui se manifeste par la réapparition probable du Néogène, sous forme d'une lame de grès à Amphistégines de marnes et de conglomérats; il s'étend de l'amont de cette finca à l'amont de Deya et sans doute plus loin encore vers le N.E.

L'étude de cette bande de Tertiaire peut être faite en suivant le chemin direct qui, de Deya, gagne Son Rullan en passant par dessus l'éperon de Son Marroig.

Quittant la grande route au kilomètre 27, on observe sur les couches miocènes de Son Marroig des assises triasiques très plissotées qui comportent de bas en haut des schistes rouges, des marnes et cargneules, des calcaires lités très froissés, puis des dolomies claires. Après avoir passé sur le Trias, le chemin, en s'infléchissant vers le N.O. atteint à nouveau le Miocène formé de grès zoogènes avec *Pecten*, *Clypeaster*, etc.

Ces grès en gros bancs dessinent dans la topographie une série de saillies assez accentuées; sur l'une d'elles se dresse une ruine noire, sans doute arabe. Les grès miocènes de cette bande que nous nommerons pour simplifier « Miocène de la ruine » supportent de nouveau du Trias. On observe ce contact près d'une maisonnette à demi détruite qui s'élève à 500 mètres au N.O. de la ruine. La coupe est ici, de bas en haut (fig. 144 b) :

- | | |
|---|------------|
| 4° Miocène de la ruine. | |
| 5° Calcaires dolomitiques finement lités | 2 mètres. |
| 5° Dolomie vacuolaire | 2 m. 50. |
| 6° Dolomies claires fétides | 3 mètres. |
| 7° Calcaires bleus en plaquettes lités | 10 mètres. |
| 8° Dolomie ou pseudo-brèche dolomitique en bancs de 0 m. 20 à 0 m. 40
alternant avec des bancs argileux. | |

Au N.E. de l'éperon couronné par les ruines, nous relevons aussi une coupe similaire. Nous la donnons (fig. 144 a) depuis le pied des parois du socle du Teix :

- | | |
|--|------------|
| 1° Miocène de Son Marroig. | |
| 2° Dolomies triasiques | 70 mètres. |
| 3° Délits marneux d'âge indéterminé. | 8 — |
| 4° Grès à <i>Clypeaster</i> , <i>Scutella</i> , etc. Miocène de la ruine . . . | 35 — |

4' Marnes sableuses, Miocène de la ruine	35 mètres
4'' Grès à <i>Clypeaster</i> , Miocène de la ruine	35 —
5° Dolomies litées	10 —
6° Dolomies fétides dures	8 —
7° Calcaires bleus en plaquettes avec tubulures	15 —
8° Dolomies litées claires	10 —
9° Dolomies sombres	10 —

Nous trouvons donc, dans le fond du vallon de Deya, un accident imprévu, net, mais dont la terminaison soit vers l'O., soit vers le N.E., est inconnue. Le versant N.E. de la vallée de Deya qui devrait dévoiler cette terminaison est couvert d'un puissant placage de brèches de pentes.

Seule une étude minutieuse pourrait donner le détail des pointements de terrain en place sous la croûte récente.

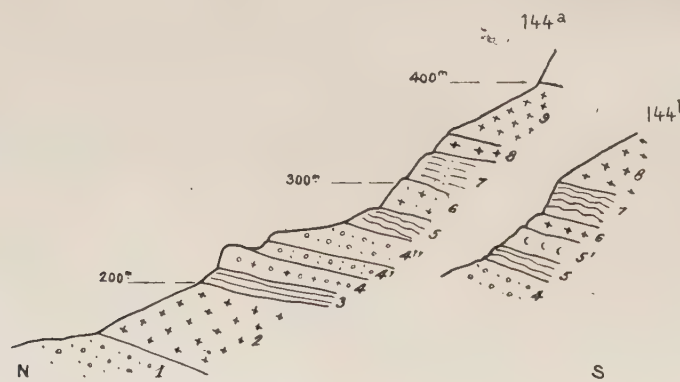


FIG. 144. — Coupes de la base du Socle du Teix en amont de Deya. (Ech. approx. : 1/7.500°.)

Vers l'arête qui sépare Deya de Son Rullan, nous n'avons pas *touché* les limites du Trias et du Miocène; il est possible que le Néogène de la ruine rejoigne celui de Son Marroig.

Notre profil XXX montre comment nous interprétons la présence de ce Néogène. Cette explication concorde mal toutefois avec la différence assez grande des faciès qu'il y a entre les grès zoogènes du Miocène de la ruine et les marnes calcaires du Miocène de Son Marroig.

Comme tant d'autres, cette petite région de Deya présente encore des problèmes qui sont à reprendre entièrement.

11. Le Massif de calcaire jurassique du pied du P. Galera. — Cette masse, qui forme une zone très peu inclinée et localement bombée, au pied des parois du P. Galera, est difficile à étudier.

Descendant de la montagne qui la domine, on aperçoit, sous les éboulis du pied des parois, des dolomies triasiques. Mais poussant soit au N., soit à l'E., on ne tarde pas à arriver à du calcaire jurassique qui semble subordonné à ce Trias et qui forme une bande relativement escarpée depuis le point : $x = 7^{\text{e}} + 4.000$; $y = 44^{\text{e}}10 + 7.000$., jusqu'aux abords de Can Prom, près du kilomètre 33 de la route royale.

En aval des escarpements de Jurassique, le contrefort situé en face de Deya porte une bande de terrain cultivé où passe peut-être du Miocène, recouvert par du Trias, qui serait la continuation de la bande de Miocène de la ruine.

La coupe du versant à la hauteur de Can Nova est, en gros, la suivante :

Le Trias constitue toutes les pentes en aval de la route. Les calcaires et dolomies qui affleurent le long de la mer portent des argiles du Keuper, lesquelles sont surmontées, à la hauteur de la route, par des dolomies.

Depuis la route, on remonte le vallon cultivé de Can Nova et on passe d'abord du Trias en dolomies

litées à pendage S.E. qui constituent la paroi rocheuse dominant la route (1). Ces bancs dolomitiques sont séparés par des lits marneux.

Au-dessus de ces roches dures, le terrain, mieux attaqué par l'érosion, montre des Spilites (ϵ) très altérés qui rougissent le sol, puis sur ce niveau des poudingues bréchoïdes d'âge douteux très écrasés (2), enfin viennent des grès à faciès miocène, quoique sans autre reste organisé que des débris d'algues et de bivalves. Avec les poudingues fins qu'ils supportent, ils représentent, croyons-nous, le Néogène (3).

Leur puissance est d'une vingtaine de mètres, et on les suit vers le S.E., à peu près selon une courbe de niveau, jusqu'aux abords des maisons de C. L. Abad.

Au-dessus de ces grès et poudingues (3) réapparaît le Trias composé de dolomies (4) et de cargneules (5) et supportant enfin le calcaire jurassique (6). Toutefois, ce calcaire lui-même n'est pas d'un seul tenant, un premier banc forme la paroi qui domine Can Nova, mais sur ce banc apparaît un nouveau niveau dolomitique (7), dont on ne peut savoir s'il est assimilable à un changement de faciès du Jurassique ou à un repli faisant réapparaître le Trias.

Un nouveau banc de calcaire saccharoïde (6') dont la partie supérieure est inclinée vers la montagne détermine avec le pied du contre-fort du P. 750 un vallonnement orienté S.N. par lequel passe le chemin de Can Prom au col de Galera et au Teix.

Peu avant d'entrer dans le bois de chênes qui couvre les éboulis du pied des parois, ce chemin, à la partie supérieure du calcaire 6', atteint un conglomérat douteux très écrasé qui ne pointe du reste que sur un très petit espace, étant recouvert d'éboulis et de brèches de pentes.

La bande de Jurassique que nous venons de recouper une première fois au pied O. du P. Galera (où elle atteint à sa partie supérieure l'altitude de 500 mètres environ), puis aux abords de Can Nova, s'abaisse graduellement vers le N.E. jusqu'après de Can Prom, où elle disparaît au point où son extrémité se trouve à 300 mètres d'altitude.

Le fait que cette bande disparaît à ses deux extrémités et qu'elle ne semble pas réapparaître sur le flanc de la dépression de Soller nous pousse à la considérer comme due à un repli synclinal plus ou moins complexe, cassé peut-être en petites écailles, mais, dans l'ensemble, peu important (profils XXX et XXXII).

Cet élément serait le même que le massif de Veya 868, l'interruption de calcaire jurassique dans la dépression de Deya provenant précisément du peu d'amplitude du reploiement des couches.

Mais, si la bande liasique disparaît, d'autres accidents ne s'en poursuivent pas moins, qui atteignent le versant dominant Soller.

Cette petite ville est bâtie au fond d'une vallée très profondément encaissée entre le Socle du Teix au S.O., la Serra Alfabia au S.E. et le massif du P. Mayor au N.E. Toutes ces montagnes la dominent de 500 à 900 mètres par des pentes très raides que terminent souvent à leur partie supérieure des parois verticales. C'est de cette façon que se présente l'extrémité du Socle du Teix. Ses parois, continuation de celles du P. Galera, mais orientées en gros N.O.-S.E., dominant, de l'éperon cote 750 au P. Raya, des pentes couvertes d'éboulis et de brèches qui, plantées d'oliviers, dévalent jusqu'au fond de la vallée.

Ces éboulis et ces dépôts tuffacés atteignent 20 à 30 mètres de puissance en certains points, ainsi qu'on peut en juger par les tranchées et tunnels de la ligne de chemin de fer. Il est donc encore impossible d'établir ici une coupe valable, fût-elle aussi schématique que celles données par nous dans les pages qui précèdent, mais on peut voir de rares pointements que nous allons mentionner.

Descendant de l'éperon au pied de la cote 750, en direction du kilomètre 33 de la route, on note d'abord d'abondants éboulis sous lesquels en $x = 7^{\circ} + 6.000$; $y = 44^{\circ}10' + 8.200$ une paroi de rocher permet de constater le passage d'une bande de grès à Amphistégines, subordonnée à des marnes triasiques, et superposée elle-même à des dépôts presque entièrement constitués de

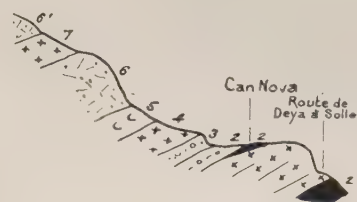


FIG. 145. — Coupe de Néogène de Can Nova. (Ech. : 1/10.000^e.)

terrains éruptifs. L'éruptif ayant été jusqu'à présent un commensal immanquable du Trias, il est probable que les roches basiques que nous trouvons ici datent aussi de l'époque triasique. Continuant à descendre selon la ligne de plus grande pente de terrain, on retrouve le Trias aux abords même de la route entre le kilomètre 33 et le kilomètre 34. On voit alors, implantés dans les marnes rouges du Trias, des blocs plus ou moins disjoints de poudingues tout à fait analogues aux poudingues miocènes.

La question se pose de savoir si ce Néogène représente la suite écrasée du Miocène de la Série I, ou la suite de la bande de la ruine et de Sa Cova.

On a vu ailleurs que le niveau principal, tectoniquement parlant, des dépôts miocènes disparaissait à Son Beltran sous la mer, par le fait d'un ennoyage transversal de la Série I.

Nous avons cherché la réapparition de ces assises dans la crique d'Alcanasa où l'on voit le calcaire liasique qui constitue la pointe de Sollér apparaître en contact avec le Trias rouge de la série charriée.

Toutefois, le Miocène, s'il existe, est extrêmement douteux dans cette région, et il faut, pour le retrouver avec certitude, suivre le chemin muletier qui va à la Muleta, et gagner Ca's Minon, où des grès à Amphistégines apparaissent très nettement au pied de la paroi jurassique qui sépare cette dépression du col de Can Prom.

Tout en réservant notre opinion définitive à ce sujet, nous croyons préférable de considérer la lame néogène de Can Prom comme étant la suite de celle de la ruine de Deya, les débris de conglomérats qui sont enrobés dans le Trias, au kilomètre 34 de la route royale, n'étant sans doute qu'un petit accident anticlinal local.

Le reste de la route, depuis le col jusqu'à Sollér, sinue à flanc de coteau, entamant tantôt les dépôts quaternaires — éboulis de pentes plus ou moins soudés par des dépôts calcaires — tantôt des marnes bariolées triasiques dans lesquelles pointent quelques éléments de roches éruptives. Le seul point du flanc de la montagne où l'on rencontre encore des dépôts certainement en place est la maison du belvédère intitulé Bellicar. Des dolomies triasiques y pointent. Les tranchées même de la voie du chemin de fer, pour profondes qu'elles soient, n'atteignent en général pas la roche en place. Le tunnel, qui se trouve au-dessus du kilomètre 36 de la route semble tout entier percé dans un grand cône de brèches de pentes.

Enfin, en aval de la route et jusqu'au fond du ravin dans lequel se trouvent les fermes de Cas Cabezó, de Can Coma et de Can Julia, la surface du sol est tout entière formée de Trias avec pointements de roches éruptives. La crête qui sépare ce ravin du ravin de la Muleta semble complètement constituée par des calcaires jurassiques, et il serait possible que ces sédiments fussent la continuation de la lame liasique que nous avons vu s'arrêter au S.O. de Can Prom. Toutefois, il est à remarquer que la masse du Trias sur laquelle ils semblent reposer est en continuité directe avec le Trias de l'Alcanasa, ce qui impliquerait soit une cassure, soit l'existence de repliements supplémentaires.

12. Les Coupes de la paroi du Socle du Teix. — a) COL DE GALERA ET ABORDS DE CAN TEIX. — Le Socle du Teix dominant la mer de toute la hauteur d'une paroi qui culmine à 900 mètres est constitué par plusieurs séries stratigraphiques superposées. Une première coupe en est donnée par le versant N. du Puig Galera.

Le long du chemin de Can Prom au Teix, des éboulis recouvrent la masse calcaire dont nous venons de parler et forment un large entablement à peine ondulé, couvert de beaux bois de chêne-liège.

Des éboulis et de la forêt, s'élève la paroi où le chemin s'accroche en passant successivement les terrains suivants de bas en haut (fig. 146) :

- | | |
|--|------------|
| 1° Dolomies du Trias en gros bancs formant en partie le sous-sol de la forêt. | |
| 2° Calcaires dolomitiques fracturés en graviers anguleux de type mylonitique | 12 mètres. |
| 3° Dolomies en bancs réguliers | 10 — |
| 4° Calcaire jurassique | 20 — |

5° Dolomies fragmentées mylonitiques.	6	—
6° Dolomie litée	15	—
7° Calcaire massif.	20	—
8° Banc de calcaire dolomitique ou dolomitisé	4	—
9° Calcaire saccharoïde massif.	20	—
10° Calcaires lités	10	—
11° Calcaire saccharoïde massif.		

C'est par ce niveau que se terminent la paroi et le P. Galera.

Environ cent mètres plus à l'Est on retrouve en descendant de cette falaise une partie de ces couches, savoir de haut en bas :

11° Calcaire saccharoïde massif.	35 mètres.
10° Calcaires lités	15 —
9°-8°-7° Calcaire saccharoïde massif.	35 —
6°-5° Dolomie triasique	35 —
4° Calcaire massif.	40 —
3°-2°-1° Trias, dont la base disparaît sous les éboulis.	

Immédiatement au N. du sommet du Puig Galera, un banc de grès écrasé vraisemblablement miocène affleure au pied de la paroi, soit *sous* le Trias, soit pincé *dans* le Trias. L'éperon qui, depuis ce point, est orienté dans la direction de Cova del Vell Mari paraît constitué en majeure partie par les calcaires liasiques que nous venons de décrire plus haut dans les éléments périphériques.

b) CHEMIN DIRECT DE DEYA AU TEIX. — De Deya, on aperçoit, au haut du ravin qui descend directement sur Recó, une longue trainée d'éboulis, oblique par rapport au pied du Socle du Teix.

Le sentier la suit, puis s'accroche aux corniches que laissent subsister les couches inégalement dures de la paroi.

La coupe ne peut s'étudier que depuis le pied de la falaise, les dépôts de pente masquant tous les terrains en aval (fig. 147).

1° Dolomie en gros bancs	90 mètres.
2° Dolomie en couches fines	90 —
3° Calcaire jurassique saccharoïde.	30 —
4° Mylonite.	3 —
5° Dolomie du Trias	30 —
6° Calcaire	15 —
7° Dolomie litée du Trias	20 —
8° Calcaire jurassique (?)	10 —
9° Mylonite ou brèche dolomitique écrasée ¹	15 —
10° Dolomie grise	25 —
11° Calcaire jurassique	50 —
12° Couches douteuses	40 —
13° Calcaire saccharoïde et calcaire massif	80 —

¹ Cette zone broyée sert de passage au sentier qui, ici encore, suit et utilise les accidents tectoniques.

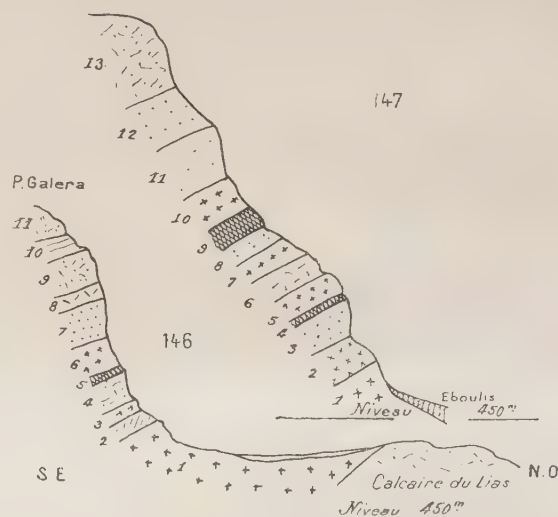


FIG. 146. — Coupe de la paroi du Socle du Teix au pied du P. Galera.

FIG. 147. — Coupe de la paroi du Socle du Teix prise selon le sentier direct de Deya au Teix.

(Ech. : 1/10.000°.)

Une fois arrivé en haut de la couche 13, on est sur le plateau du pied du Teix.

Ces couches pendent au S.E. Il semble bien que sur ce Jurassique repose le Miocène qui couronne cette Série tectonique et qui, à la cote 1.000 N. du Teix, supporte l'écaille du Teix.

c) LA COUPE PAR LE CHEMIN DU P. GROS. — Nous avons déjà mentionné les dolomies du Trias qui chevauchent plus ou moins les assises liasiques du Puig Pouet (868 mètres).

Sur ces dolomies vient une masse calcaire, sans doute jurassique, peut-être partagée par des bancs dolomitiques, mais que l'allure verticale de la paroi empêche d'étudier avec précision.

Le Puig Gros lui-même et son arête (partie droite de la coupe, fig. 143) sont constitués par une brèche douteuse, à ciment saccharoïde, dolomitique, dont de nombreux éléments dolomitiques se confondent avec ce ciment; mais on y observe de gros blocs presque certainement néocomiens ou tithoniques.

Bien que les fossiles manquent, nous serions tenté de voir, dans ces brèches, du Miocène (4).

Elles pendent assez fortement au S.E. et, contre elles, s'appuie un ensemble de bancs de dolomies (5) triasique, sans doute, lequel supporte enfin des calcaires jurassiques (7) dont la base comporte un niveau discontinu de grès roses à gros grains de quartz (6). C'est le Lias moyen qui affleure dans presque toute la surface terminale au Socle du Teix. Il se poursuit du P. Fontanellas aux parois qui dominent Soller et le ravin du col de Soller.

Nos coupes portent à croire que cette masse est cassée par des failles obliques. Sur elle reposent les couches néogènes que nous avons déjà décrites au pourtour de l'écaille du Teix, parce qu'elles en délimitent l'étendue, depuis le petit témoin qui domine la route de Palma jusqu'aux conglomérats douteux de la tête du ravin descendant du S.O. du Teix vers Valldemosa.

13. **Le Col de Soller.** — Une gorge étroite ouverte au N.-N.E. s'insère entre le Socle du Teix et le chaînon de la Sierra Alfabia et atteint le col de Soller vers 500 mètres d'altitude. Un ravin coudé lui fait vis-à-vis sur l'autre versant. C'est celui qui passe non loin de Buñola et atteint les alluvions quaternaires mentionnés, plus haut, au pied méridional des hauteurs de l'Alqueria Blanca, par l'étude desquelles commence ce chapitre.

Ni le torrent de Soller, ni celui qui s'écoule vers la plaine ne révèlent le substratum des éléments constitutifs de ces montagnes.

Si l'on monte de Soller au col, on observe la puissante masse de couches dolomitiques qui forment les flancs du ravin.

Le fond est tapissé d'alluvions, mais la ligne de chemin de fer entame le Trias et y pénètre par le « Tunel Mayor ».

La route sinue sur les sédiments de ce même Trias et sur les éboulis qui masquent presque partout son contact avec le calcaire jurassique.

Aux abords du col, elle atteint des gypses, assez développés dans cet ensellement, et qui peuvent être rapportés au Keuper.

Ils apparaissent partiellement recouverts d'éboulis et sans qu'on puisse définir la nature des couches qui les surmontent. Le Trias est en relation avec celui que nous avons mentionné dans le ravin qui descend des Casas de Teix. Il paraît aussi se continuer par les formations dolomitiques qui tapissent le fond des dépressions de Biniforam Nou et du pied de la Sierra Alfabia jusqu'à la Finca d'Alfabia (voir la carte).

Les formations triasiques que nous venons de mentionner, toujours dominées par les parois du Lias calcaire, occupent le fond du torrent jusqu'à Buñola. Nous les étudierons dans un chapitre ultérieur.

L'abondance des éboulis dans les abords du col de Soller empêche de distinguer aucune ligne de contact anormal.

Toutefois, dans le grand tunnel à la ligne Palma-Soller, passe une faille importante. Nous croyons pouvoir la rattacher à l'écaille du Teix ainsi que l'exprime notre carte.

Mais notre ignorance des faciès du Néogène — dont nous n'avions pas encore saisi la clé — lorsque fut percé le tunnel et que nous eûmes l'occasion de parcourir ce souterrain non revêtu de maçonnerie, nous empêcha de voir si le Miocène apparaît à la faveur de cet accident ou si en ce point il est complètement écrasé et rompu.

IV. — APPENDICE

14. La Muleta. — Si l'identification des éléments du promontoire de la Muleta avec la Série I avait été certaine, nous aurions décrit cette région dans le paragraphe consacré à cette Série inférieure. Mais ce petit ensemble, outre qu'il est d'affinités très douteuses, est si indépendant morphologiquement et géologiquement du massif complexe du Teix, qu'il nous a paru préférable d'en placer l'étude en appendice, à la fin de notre chapitre.

Le promontoire de la Muleta forme un tout indépendant composé d'une masse rocheuse assez complexe, reliée en quelque sorte au contrefort descendant du P. Galera.



FIG. 148. — Coupe de l'éperon rocheux séparant le ravin de Can Coma de la Muleta. (Ech. : 1/10.000°.)

a) LA RÉGION DE SALT DEN BOSCH A CAN COMA. — Le Miocène du niveau tectonique de Son Marroig disparaissant sous la mer depuis le torrent de Deya, c'est le Trias de la Série II qui forme le rivage jusqu'à la crique limitée au N. par le Salt den Bosch. De même, il constitue le ravineau d'Alcanasa, ravineau rougi par des argiles qui paraissent bien provenir de la décomposition de roches éruptives.

Ce Trias est en contact avec des calcaires blancs sans doute jurassiques qui constituent le sommet nommé Muleta sur la carte; et nous croyons voir une faille selon ce contact.

La route de Sollér à Deya, qui passe à flanc de coteau sur le Trias, s'élève par quelques lacets jusqu'à un petit col qui sépare le contrefort descendant du Socle du Teix, des hauteurs du promontoire de la Muleta. Ce col est entièrement dans le Trias. Ce n'est qu'à 1 kilomètre plus bas, vers Sollér, qu'au bord de la route apparaissent les poudingues miocènes enrobés dans des argiles rouges dont nous avons parlé. Au N. du col est un monticule entièrement formé de marnes colorées et de gypses noirs du Keuper.

Un chaînon escarpé amorcé par ces monticules s'oriente vers l'E. et borne au N. le ravin qui, descendant du col, aboutit à Can Julia, non loin de la crique du Puerto de Sollér.

Dès son extrémité S.O., il comporte, sur les couches à gypse, des dolomies; celles-ci, vers le haut, se complètent de calcaire, sans doute jurassique, qui constitue la presque totalité de cette crête. On y distingue, outre des bancs gris foncé, d'un grain saccharoïde, des bancs plus marneux et d'autres où apparaissent des sections de Bivalves et des Pentacrines, comme on en voit à la Sierra Alfàbia.

Les couches qui sont au contact de la dolomie sont bréchoïdes.

Une coupe transversale de ce contrefort faite (fig. 148) à peu près à la hauteur de Can Coma montre au fond du ravin des cargneules assez puissantes (1).

Ces couches sont dominées par un éperon contre lequel passe la route de Can Julia à Can Coma et dont le pied montre des roches éruptives (2).

La masse principale de cet éperon est constituée par des dolomies du Trias (3), mais son sommet est en calcaire saccharoïde jurassique (4). On y distingue un ancien lit de torrent.

Le versant même de la montagne montre encore le Trias jusqu'à une altitude un peu supérieure à celle de l'Eperon puis est couronné de Jurassique formé surtout de calcaire gris saccharoïde et de calcaire lithographique. Sur l'autre versant, ce sont les couches de Muleta qui apparaissent avec les grès rosés et les marno-calcaires noduleux que nous retrouverons plus loin.

b) LA RÉGION DES CARRIÈRES DE LA MULETA. — Entre le chemin dont nous venons de donner la coupe et la masse principale du promontoire de la Muleta se trouvent dans un vallonnement les couches où HERMITE prit le type de son Lias moyen.

Notre profil XXXIII, pl. 5, montre l'allure générale de ces terrains.

Nous en avons donné, p. 54, une coupe détaillée. Si on aborde ce vallonnement par sa base, on constate qu'il est taillé dans une portion effondrée d'anticlinal, limitée par deux failles, et que le lit du torrent suit à peu près le tracé de celle qui limite la dépression du N.

Des carrières, d'où l'on extrait de la pierre à bâtir, ont été creusées dans le cœur de l'anticlinal.

A la partie supérieure des couches jurassiques, décrites chapitre II et dont la figure 149 donne la succession, sont bâties les maisons de Cas Minon. Non loin apparaît le Trias dolomitique accompagné de roches éruptives.

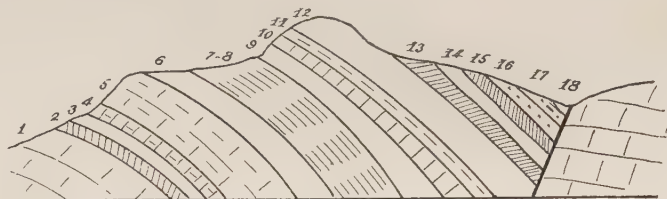


FIG. 149. — Coupe de compartiment effondré de Lias moyen de la Muleta.

Aux dolomies font suite des marnes bariolées à gypse qui rejoignent celles du col du kilomètre 33 de la route de Soller.

Les couches de calcaire, qui s'élèvent en une masse âpre de stratification à peine gauchie au N. de la faille, bordent la petite baie de Puerto de Soller.

Il est probable, d'après leur aspect, que les couches de calcaire du N. de la faille appartiennent en partie au Lias inférieur.

Le Miocène signalé dans le haut de la coupe, vers Cas Minon, est, semble-t-il, en contrebas du Trias que nous avons décrit et qui s'allonge entre le col et Can Julia; mais nous ne croyons pas qu'il y ait là un accident important.

A vrai dire, il est bien difficile de décider où passe la limite entre la Série I et la Série II.

Une première interprétation nous conduirait à admettre qu'il n'y a pas de relèvement transversal des couches et que le Miocène de la Série I demeure à partir du torrent de Deya en affleurement sous-marin. Et, de fait, vers l'E., le Miocène que nous décrivons, soit à Bini, soit au Cullet, soit vers Lluch, ne présentera plus ces puissants grès argileux à *Pecten*, que nous avons suivis, en les identifiant partiellement aux marnes carténiennes depuis la région de Bañalbufar.

Toutefois, nous avons mentionné aux abords du col du kilomètre 33 (Can Prom) des poudingues miocènes enrobés dans du Trias.

Notre profil XXXII, pl. 5, montre au-dessus de ce niveau une autre paroi de Miocène. Et l'on doit se demander si, l'élément de Néogène le plus élevé étant assimilable au Néogène de Casa Nova, le poudingue miocène de la route ne doit pas être le reste de la couverture miocène de la Série I à laquelle appartiendrait dès lors tout le promontoire de la Muleta.

On verra plus loin que cette hypothèse s'accorderait assez bien avec le dispositif des lames de Miocène que l'on observe dans les montagnes au N.E., de la vallée de Soller.

15. Essai d'interprétation. — L'examen des coupes d'ensemble que nous avons consacrées aux montagnes entre Esporlas et Soller montre dès le premier coup d'œil la nature des modifications qui apparaissent dans ce segment de la Sierra.

Entre Esporlas et Valldemosa, nous avons vu que les Séries I et II constituent la chaîne par leurs formations simplement superposées et ondulées. Les accidents y sont réduits et nous n'en avons schématisé que deux. Le premier est réduit au laminage du Néogène dans la région du col d'Esporlas. Là, il est vrai, doit passer la continuation, peut-être atténuée, du reste de la faille oblique que nous avons indiquée dans le massif du Puntal-Planicié. Ne l'ayant pas observée, nous avons admis pour la clarté du dessin qu'elle était assez réduite pour être négligée.

L'autre accident, qui ne paraît affecter que la Série II, est représenté par cette curieuse couche de Néocomien qui coupe le calcaire massif de la cote 500, au S.O. du col de la route Esporlas-Palma.

L'allure très tranquille des deux Séries rend inutile toute autre coupe intermédiaire que celle du Claret, mais au massif de Boxos apparaissent, d'une part, la fenêtre douteuse de Son Patx, et, d'autre part, la bande de Tithonique et de Néocomien du flanc de la montagne.

Notre coupe comporte les seuls terrains que nous avons observés sur ce profil. Elle est probablement incomplète, et dans la suite on établira sans doute la présence de replis rompus ou d'imbrications dans la région de Sa Comuna de Valldemosa où ils représenteront l'écho vers le S.E. des accidents du massif du Teix.

Ce premier ensemble de coupes montre en outre que la Série III n'intervient pas dans cette partie de la chaîne et que ses formations, arrasées dès leur racine, sont couvertes depuis Establiments par les terrains d'alluvions.

Cette unité tectonique ne réapparaîtra que dans la région d'Alaro.

Nous avons déjà montré que le régime change brusquement à partir de Valldemosa et pour la clarté de l'exposition nous avons distingué :

- 1° La Série I ;
- 2° Un coin complexe formé d'une série d'écaillés très rédressée (Socle du Teix) ;
- 3° La Série II (massif Teix - Fátima, etc.).

Il s'agit de déterminer les rapports de ces éléments entre eux et avec les séries de la région d'Esporlas. Pour la Série I, la question ne fait aucune difficulté. La continuité en est manifeste jusqu'au N. de Deya. Pour la Série II, elle apparaît nettement individualisée sur nos coupes XXIX et XXX, quoique dans cette région nulle fenêtre n'existe : l'allure des accidents, la position du Trias de base paraissent inciter naturellement à adopter notre interprétation.

Le pli couché des Trois Pitons, par sa continuation vers le S.O., établit la preuve de l'unité de tout le petit massif qui s'étend au S. du Teix entre les routes de Soller et de Valldemosa.

Il ne serait point impossible que l'anticlinal de la cote 608 (S'Alqueria), continué par les accidents de la cote 450, fût le même qui, au pied S.E. du P. Boxos, provoque l'apparition du Néogène dans la fenêtre de Son Patx. On devrait, dans ce cas, retrouver ce même terrain vers Son Puig sur le bord N.E. de cette vallée¹. La question de la continuation du pli couché des Trois Pitons est plus délicate encore.

Une nouvelle étude de la Mola de Son Patx et de la corniche coupant à mi-hauteur la paroi N. de la Mola de Son Ferrandell s'impose avant tout examen sérieux de cette hypothèse.

Il en est de même pour un détail de moindre importance : la corniche du flanc S.O. du ravin

¹ La question est de savoir si le Néocomien de Boxos (coupe XXVI) et celui de la cote 500 au S.O. du col de la route Esporlas-Palma représentent la suite du pli. Quant au Miocène, nous n'en avons point marqué sur notre carte, mais avons remarqué dans le chemin, qui, au pied du chaînon 450, réunit Son Puig à Son Termens, des couches bréchoïdes que l'on pourra peut-être rattacher au Néogène. Elles avaient éveillé notre attention avant que nous n'ayons observé les affleurements de Son Patx ; nous n'avons pas eu le loisir de vérifier leur nature depuis.

Teix-Valldemosa et le Tithonique observé en $x = 7^{\circ} + 2.400$; $y = 44^{\circ}10' + 2.500$ peuvent ou bien représenter un élément avancé de synclinal couché des Trois Pitons, ou bien représenter un accident tout local. Nos coupes n'ont pas précisé d'interprétation à ce sujet, la réserve nous paraissant encore nécessaire jusqu'à plus ample informé.

Le coin du Socle du Teix apparaît à première vue comme une zone étroite où les Séries tectoniques se sont brisées en écailles.

Ces écailles comportent du Néogène qui, s'il n'a pas fourni de *Pecten* ou de *Glypeaster*, n'en contient pas moins des Amphistégines et des Lépidocyclines.

Nos coupes XXVIII et XXIX montrent ce coin complexe assez nettement séparé de la lame qui le chevauche. Mais, au fur et à mesure que l'on s'avance vers Valldemosa, ces imbrications secondaires s'atténuent et il semble que le passage latéral des couches triasiques et liasiques du Pouet à celles de Valldemosa et de Sa Comuna est aussi normal et naturel que celui sur lequel nous sommes basé pour établir que les massifs Teix-Fátima représentaient la continuation de la Série II du P. Boxos.

Nous sommes donc amené à admettre que tectoniquement le coin complexe du Teix appartient à la Série II, qui, pour des raisons encore imprécises, mais sans doute en relation avec quelque obstacle s'opposant à la propagation normale des nappes vers le N.E., est brisé dans sa partie antérieure.

La masse postérieure de la Série II, continuant à progresser, a chevauché les débris de cette partie antérieure et s'est doublée en un pli couché qui mesure 1 ou 2 kilomètres de déversement et, suivant qu'on y rattache le P. Boxos et le P. 500, de 6 à 11 kilomètres de longueur.

Nous verrons qu'au N.E. de Soller des actions du même ordre ont produit des accidents similaires, sauf que le fractionnement en imbrications secondaires de la partie antérieure de la Série II s'est exagéré jusqu'à produire de véritables lames de charriage.

Cette interprétation d'ensemble étant admise, il reste à examiner la signification des bandes de Miocène du Teix.

Nous admettons à titre d'hypothèse les interprétations suivantes :

1° La bande de Néogène de la ruine de Deya représente la réapparition du Néogène de la Série I, à la faveur d'un pli déjeté, du Trias de base de la Série II (voir planche IV, coupes XXVIII à XXX) peut être localement transformé en pli-faille. En effet, si ce Néogène occupait cette position par le fait d'un simple repli synclinal de la Série I, il faudrait que le Trias qui sépare à flanc de coteau les deux affleurements de Son Marroig et de la ruine appartienne à la Série I; d'autre part, ce serait dans les contreforts de part et d'autre de Deya que la bande supérieure de Néogène apparaîtrait le plus largement; or, c'est en réalité dans la dépression de l'amont de Deya qu'elle atteint son maximum d'extension;

2° Le Néogène de Sa Cova représente la continuation latérale de celui de la ruine de Deya. Le défaut de liaison entre ces deux bandes est dû sans doute à l'imperfection de nos levés;

3° Le Néogène qui apparaît en étroits affleurements au pied de la paroi du P. Galera ne serait autre que celui de la Série I ramené à ce niveau par le jeu des cassures du Socle du Teix. Mais ces affleurements sont douteux et leur vérification s'impose;

4° Le Néogène du P. 1.000 au N. du Teix n'est pas à rattacher à celui de la Série I. Il appartient à la couverture de la partie frontale de la Série II.

En effet, si ce Néogène était recouvert par le Trias de base de la Série II on pourrait admettre à la rigueur que, dans ces accidents locaux, consécutifs au charriage, le décollement des terrains s'est fait, non selon la surface de charriage, mais selon la surface de contact du Néogène avec son substratum. Mais le Néogène du P. 1.000 reposant sur le Jurassique supporte une lame de Lias. Il semble dès lors impossible de ne pas l'attribuer à la couverture de la Série II.

Il est à remarquer que c'est aussi du Néogène qui représente le Tertiaire de la lame de Cana Lluïsa qui a une signification tectonique analogue, ainsi que celui des lames du Nord du Puig Major. C'était même en partie la présence du Néogène dans ces éléments structuraux qui nous avait amené à leur attribuer à tort plus d'importance et à les identifier à une série indépendante, alors qu'ils ne représentent qu'un fragment de la Série II.

On observera que le Néogène du pourtour du Teix est constitué par des éléments beaucoup plus grossiers que ceux du Néogène de la Série I, fait qui coïncide parfaitement avec l'existence de la mer burdigalienne au N.E. des terres qui formaient au Burdigalien les premiers vestiges de la chaîne ;

5° Les conglomérats bréchoïdes indiqués comme néogènes sous forme d'une bande passant au P. Gros sont très douteux.

Si leurs éléments paraissent comporter du Crétacé et du Tithonique, ce qui en ferait sans doute des brèches tertiaires et probablement néogènes, ils ne sont accompagnés d'aucun niveau gréseux ou marneux propre à confirmer ces suppositions.

Les considérant comme néogènes, nous pouvons faire, au sujet de leur apparition dans cette position, les deux hypothèses mentionnées plus haut, c'est-à-dire qu'ils peuvent appartenir à la Série I ou à la Série II. Leur caractère très spécial nous ferait pencher pour cette dernière hypothèse ;

6° Les conglomérats douteux signalés au milieu des parois entre Son Marroig et la mer, ainsi que les poudingues sans doute néogènes de Foradada, ne doivent pas être tenus, croyons-nous, pour des éléments d'une série tectonique encore inférieure à la Série I.

Si ce ne sont pas là des formations plus récentes que le Néogène inférieur, il faut simplement y voir des dépôts tertiaires de la Série I, peut-être modifiés par les eaux de circulation après avoir été déplacés par des cassures plus ou moins obliques, de même importance, et de même origine que les failles séparant les imbrications de détail du Socle du Teix.

CHAPITRE XV

LES ÉCAILLES INFÉRIEURES DE LA CHAÎNE ENTRE SOLLER
ET LE TORRENT DE PAREYS

I. Définition des unités. — Il semble assez difficile d'établir convenablement la correspondance entre les différents éléments tectoniques que nous venons de décrire sur le versant S.O. de la vallée de Soller et les séries que l'on retrouve sur son versant N.E.

Le défaut de continuité apparente, l'absence de termes stratigraphiques spéciaux, tels que le Trias inférieur et les marnes liasiques de la Muleta, privent l'observateur des points de repère qui eussent permis de faire, ici, avec quelque certitude, l'analyse des éléments structuraux de la chaîne. Si leur raccord avec des éléments connus est difficile, on peut toutefois distinguer des unités tectoniques bien délimitées dans les montagnes comprises entre le Puig Mayor et le rivage septentrional de l'île. Nous allons les énumérer avant d'en aborder la description.

Au lieu d'un versant très rapide et unique s'abaissant en une fois des plus hauts sommets jusqu'à la mer, comme c'est le cas aux abords de Deya, le segment dont nous abordons l'étude montre des montagnes assez escarpées qui se succèdent avec des altitudes croissantes, sur une largeur de plus de 4 kilomètres, du rivage au massif principal qui est celui du P. Mayor.

Le Trias affleure au N.E. de Soller et supporte des calcaires massifs qui constituent les sommets dominant immédiatement la mer depuis Balitx jusqu'à Tuent et au Morro de la Vaca. Entamés par l'érosion et laissant largement apercevoir entre Soller et Balitx d'Abaix les dolomies sur lesquelles ils reposent, ces calcaires forment au contraire une carapace continue ciselée d'énormes lapiez, depuis le N.E. de Moncarre jusqu'au delà du torrent de Pareys.

Les sommets cotés 600, 865 (Puig de Sa Costera), 500 au pied N.O. du Puig Mayor, les escarpements qui entourent El Bosque appartiennent à cette large et puissante couverture de calcaires massifs qui, à Tuent et au Morro de la Vaca, atteint le bord même des falaises et domine la mer de 200 et 400 mètres.

Cet ensemble de terrains se complète par des dépôts miocènes protégés contre l'érosion par une écaille charriée qui les recouvre. Ils s'observent depuis le N. de Fornalutx par Can Bresque, Moncarre et Bini jusqu'au N. du P. Mayor à Can Reys, et, ainsi que nous le montrerons plus loin, jusqu'à Lluch.

Nous désignerons cette série sous le nom de série *Moncarre-Calobra*.

Elle supporte une écaille qui, constituée pareillement, de Trias, de calcaire jurassique et de Miocène, forme le sommet de Sa Comuna et le chaînon calcaire qui sépare la dépression Moncarre-Bini du vallon et du col d'Es Cullet au N.O. du P. Mayor.

La partie supérieure de cette nouvelle unité structurale est définie par le liséré de Miocène qui la surmonte. Dans son ensemble, elle paraît moins importante en étendue et en puissance que la précédente et s'écrase au-dessus de Can Reys. Ce sera l'*écaille de Sa Comuna*.

Enfin, sur ces deux séries superposées, repose la masse puissante et complexe du P. Mayor se rattachant par ses contreforts S.E. et S.O. à la Sierra de Bonnaba et à la Sierra Alfabia qui, orientées du N.E. au S.O. à peu près sur le prolongement l'une de l'autre, dominant de 800 à 1.000 mètres la dépression de Soller et les vallées qui y aboutissent. Or, ce chaînon se raccorde au col de Soller avec la Série II dont nous avons montré l'extension dans le S.E. du Teix. Nous sommes donc amené à considérer que cet ensemble de la Sierra Alfabia et de la Sierra de Bon-

naba, ainsi que les montagnes qui les accompagnent au S.E. (le P. L'Ofre excepté), appartiennent, du col de Solter au Puig Massanella et de Buñola au Puig Tomir, à la Série II. Le Puig Mayor en représente l'élément le plus avancé. Cette série repose sur la série Moncarre-Calobra par un charriage assez étendu, et l'écaille de Sa Comuna - Es Cullet paraît représenter entre ces deux éléments principaux une lame de charriage arrachée à la série inférieure. Cette dernière n'est pas aussi simple que l'indique la description sommaire par laquelle nous l'avons définie, et nous aurons à y mentionner beaucoup de points dont l'étude est encore à faire.

Nous désignons cette masse tectonique inférieure sous le nom de la Série Moncarre-Calobra plutôt que sous celui de la Série I, pour réserver son attribution, encore douteuse, à l'élément structural de base de la chaîne.

2. La Série inférieure aux abords de Solter. — La petite ville de Solter s'étale au fond d'une courte et profonde vallée ouverte sur la mer par une baie arrondie que protègent deux promontoires : celui de la Muleta et celui au revers duquel est bâti le village du Puerto de Solter.

Ce tronçon de vallée est orienté à peu près perpendiculairement à la côte et aux pentes très abruptes de la Sierra Alfabia qui le limitent à 5 kilomètres de la mer. Il reçoit les eaux de trois torrents principaux tous à sec en été, savoir : un torrent qui descend du col de Solter, un autre qui apporte les eaux de la Sierra Alfabia et du Plà de l'Ofre par la gorge de S'Estret, au débouché de laquelle est bâti le village de Biniraix, enfin un troisième qui descend du S.E. du Puig Mayor et s'est creusé une profonde vallée, parallèle à la côte entre Sa Comuna et la Sierra Bonnaba-Alfabia.

Cette dernière vallée est en partie colmatée ou plaquée d'alluvions en aval de Fornalutx. Quant à la dépression même de Solter, elle comporte non seulement des dépôts fluviatiles qui couvrent son fond, mais des brèches de pentes qui, plaquées au versant N.E. du Teix, masquent, ainsi qu'on l'a vu, la géologie de ses contreforts.

Les dépôts superficiels s'étendent jusqu'à la mer, de part et d'autre du lit du torrent. La vallée proprement dite est resserrée à 1 kilomètre de la baie de Solter par une colline de calcaire de 160 mètres d'altitude : la Mola, ou la Torre, qui s'étend jusqu'au bord de la crique. Les alluvions contournent du reste la Mola par le N.E. autant que par le S.O., en sorte qu'elle en émerge comme un îlot.

De nouveaux dépôts d'alluvions s'observent dans le ravin qui descend de Balitx et atteint l'anse du Puerto de Solter à l'E. du village.

Ils se raccordent avec ceux de la vallée principale.

En aucun endroit nous n'y avons trouvé de fossiles ni aucun indice permettant de leur prêter, au moins partiellement, une origine marine. Mais au bord même de la baie ils supportent des couches de marès, qui reposent ailleurs sur le Trias et se sont étendues jusqu'au Figuerà, à en juger par les débris qui en subsistent.

La côte du Puerto à la Calobra étant très abrupte, nous n'aurons que très rarement à y citer cette formation récente.

Le bas des versants dominant Solter est formé, entre cette ville et son port, par du Trias. Les cultures empêchent d'en étudier le détail, mais on peut y noter les marnes à gypses du Keuper qui s'étendent sur près de 1 kilomètre de long entre Can Costuré et Can Palou, sans qu'on puisse établir l'allure générale de ce terrain, les pendages y étant très confus.

Le Trias moyen représenté par des dolomies litées en gros bancs et des calcaires à pistes s'observe autour de cet affleurement de Keuper. Le Trias est assez souvent affecté de petits plis, mais dans l'ensemble se présente en une masse peu inclinée, pendant au S.E., qui se poursuit jusqu'à la côte; on peut l'observer dans la plus grande partie du vallon en amont de Sa Figuera, dans le promontoire qui porte le Puerto de Solter et dans la falaise depuis le promontoire jusqu'à la Punta de Sa Mola¹.

¹ Des roches éruptives pénètrent ce Trias en de nombreux points. C'est sans doute parmi elles que se trouve l'affleurement de Pechstein dont l'étude pétrographique a été faite par le professeur SAN MIGUEL de la Camara [78].

Sa coupe n'est complète nulle part, et nous verrons que des couches de Miocène y apparaissent, à 500 mètres au N. de Can Palou, en une bande qui se suit à flanc de coteau jusqu'à Balitx, et qui présente, avec le Trias, des rapports que nous n'avons point encore su définir.

Entre l'extrémité S. de cette bande de Miocène et le vallon de Son Llampayas, la coupe du Trias montre des dolomies, des cargneules, des calcaires à pistes, le tout sans fossiles et de 40 mètres de puissance apparente.

De l'autre côté du vallon de Son Llampayas, on observe à nouveau les dolomies litées que couronne une masse de calcaires bleuâtres, gris brun, localement veinés, et qui appartiennent peut-être au Lias inférieur. Ce sont eux qui forment la partie N.E. de la Mola.

Ainsi qu'on l'a vu, le village de Puerto de Soller est bâti au revers S.E. du promontoire triasique qui ferme sa baie au Nord.

Ce revers présente une surface régulièrement inclinée vers l'intérieur qui évoque l'idée d'une surface d'abrasion marine.

Au N.E., le Trias se complète de calcaires liasiques qui couronnent le sommet sur lequel est construite la Torre de Sa Gobina. Les calcaires s'abaissent jusqu'au col du Figueral; ils ont un aspect un peu spécial, à patine bleue et à cassure gris brun.

Au col même, ils sont en contact avec des grès zoogènes à Bryozoaires qui passent, vers les maisons du Figueral et le long de la partie haute du chemin qui unit cette propriété au Puerto de Soller, à des conglomérats et des grès à Amphistégines, néogènes. Ce Néogène repose simplement, semble-t-il, sur le Secondaire, tout au plus les dolomies du Trias qui constituent l'éperon de Balitx sont-elles légèrement inclinées contre lui. En tout cas, dès que l'on passe le col de Figueral, en longeant le chemin qui va se perdre dans la falaise du P. Balitx, on trouve le Trias homogène et qui ne révèle aucun chevauchement. L'étude de ce Trias est faite page 32, figures 8 et 8 bis.

La masse jurassique de Balitx recouvre le Trias de ces falaises, s'étend vers le N., et se poursuit, avec quelques éléments de dolomies d'âge incertain, jusqu'au cap coté 500 et nommé Punta Cala Rotja. Le Trias sur lequel repose ce calcaire jurassique disparaît sous la mer du fait du pendage général de ses dépôts, à partir du Morro de Na Mora, et ne reparait plus que dans la crique même de Cala Rotja où son affleurement semble marquer un accident tectonique de détail.

Vers le S.E., la masse de calcaire jurassique du P. Balitx est bordée par une large bande de Trias chargé de roches éruptives qui est occupée par les cultures et les maisons de Balitx de Dalt, Balitx den Mitj et Balitx de Abaix. Les rapports exacts de ces terrains sont encore confus. Il semble que leur contact se fasse par un léger chevauchement, incliné, du Trias sur le Jurassique.

A son tour, le Trias est surmonté, mais par une superposition toute normale, de calcaires massifs qui constituent une masse continue ceinturant la montagne de Sa Comuna depuis l'amont de Fornalutx, par les cotes 400, les parois du pied N. de Sa Comuna, jusqu'à Moncarre et au puissant massif liasique qui sépare Bini de la mer. La route de voitures et le chemin muletier direct de Balitx à Soller passent sur ce calcaire jurassique dans un ravin creusé entre la cote 400 ($x = 7^{\circ}10' + 1.900$; $y = 44^{\circ}20' + 2.000$) et Can Bresque. Mais un autre sentier passant le col compris à l'E. de Balitx de Dalt entre cette cote 400 et le P. Balitx descend dans le ravin de Sa Figuera. Nous allons montrer qu'il révèle des complications de détail inattendues.

En effet : ce col est constitué par du Trias, qui représente la suite de la bande appuyée contre les calcaires du P. Balitx et qui est subordonné, d'autre part, aux calcaires liasiques de la cote 400. Le Trias comporte des spilites très décomposées (pl. 5, coupe XXXV).

Le chemin à peu près horizontal, qui de la maison gagne le P. Balitx, entame en contre-bas de ces assises triasiques des conglomérats miocènes, lesquels sont appliqués contre les calcaires gris du P. Balitx.

Si l'on descend dans le ravin de Sa Figuera, on y observe des calcaires miocènes ou jurassiques — la distinction ne nous a pas été possible — contre lesquels sont écrasés des marno-calcaires gris, analogues à ceux du Lias supérieur ou du Néocomien. Le Trias qui accompagne le tout est encore pénétré de roches

éruptives, mais celles-ci paraissent ici perpendiculaires à ses couches, comme si elles appartenait aux restes, déplacés, de la fente ou de la cheminée par laquelle s'est faite leur ascension.

Ces détails sont si peu nets et de si petites dimensions que nous n'avons pu les figurer de façon convenable sur notre carte.

Vers le S., les dolomies du Trias occupent, régulièrement stratifiées, le pied des parois liasiques de la cote 400.

Localement, en particulier près d'une maisonnette située en $x = 7^{\text{e}}10 + 1.800$: $y = 44^{\text{e}}20 + 2.300$) on retrouve des conglomérats néogènes qui paraissent pincés *sous* ou *dans* le Trias. Les jardins et les cultures rendent fort difficile l'étude de ces couches. Il est probable qu'elles sont reliées au Néogène que nous avons signalé plus haut.

On recoupe enfin des grès et des poudingues à faciès miocène, mais sans Amphistégines, ni Clypeâstres, au pied Est de la cote 400, au N. de Can Palou dans les vallonnements qui se trouvent en amont de la route.

Ce point est le dernier où nous ayons observé le Miocène. Malgré nos recherches, nous n'avons pu trouver sa continuation vers le Sud. Ce n'est, d'autre part, que de façon hypothétique que nous avons réuni ces divers affleurements en une bande continue sur notre carte.

Si, revenant au col d'où nous sommes partis, nous descendons dans le fond même du vallon de Sa Figuera au lieu d'y demeurer à flanc de coteau, nous le trouvons constitué, ainsi que la partie inférieure de ces flancs, par des dolomies jaunes et grises litées. Mais à l'Est des maisons $x = 7^{\text{e}}10 + 1.300$; $y = 44^{\text{e}}20 + 2500$, la vallée est barrée par une masse de calcaires saccharoïdes lités pendant au N.O., dont l'âge et les relations tectoniques nous sont inconnus. Passé cette barre, dans laquelle le torrent s'est taillé une courte gorge, on retrouve le Trias qui se poursuit jusqu'au Figueral, où nous l'avons déjà étudié.

Il est probable que la bande de Miocène du P. Balitx et le calcaire jurassique de ce sommet, supportant des couches triasiques plus ou moins inclinées et appuyées sur eux, permettront de démontrer l'existence d'une ligne de contact anormal allant des abords de Can Palou à Balitx d'Abaix et peut-être à la Fabrica de Electricidad. Sans doute ne correspond-elle qu'à un accident de détail qui ne saurait être comparé aux véritables chevauchements de l'écaille de Sa Comuna et d'Es Cullet.

L'élément principal de la Série inférieure dans cette région est l'ensemble qui s'appuie contre le P. Balitx et dont nous avons déjà dit qu'il est constitué par du Trias et des assises jurassiques qui le recouvrent.

Le Trias peut s'étudier dans les pentes des divers predios de Balitx. Il y apparaît truffé de roches éruptives andésitiques très altérées.

Au col, on observe sur cet éruptif des cargneules jaunes, puis des dolomies, puissantes d'une quarantaine de mètres et en partie masquées par des éboulis, enfin des calcaires massifs du Lias, formant la corniche sur laquelle passe le chemin de Moncarre. Sur ces calcaires repose le Miocène.

Ce même dispositif se suit jusqu'en bas du ravin lequel s'élargit fortement par le fait que la paroi de la corniche de Moncarre s'incurve et s'abaisse vers le S.E.

A la hauteur de Balitx den Mitj, et plus encore à Balitx d'Abaix, cet éruptif extrêmement étendu et puissant forme la majeure partie du ravin et en fertilise le sol.

Le contact du Trias et des calcaires liasiques du P. Balitx est encore à étudier. Au-dessous de Balitx de Dalt nous avons relevé la coupe suivante de haut en bas :

Eruptif.	
Dolomie litée.	10 mètres.
Marno-calcaires fracturés en parallépipèdes	8 —
Calcaire dolomitique gris brun à patine bleue	15 —

Le tout pend à 50 degrés au S.E. et paraît s'appuyer contre les calcaires, mais le contact est indistinct.

Balitx d'Abaix se trouve dans le fond du ravin qui descend de Moncarre et dont l'embouchure se trouve auprès du Morro de Na Mora.

Le massif de Sa Costera limite et domine au N.E. ce ravin en s'avancant jusqu'à la cote 506 qui se termine par la Punta de Cala Rotja et qui porte (carte marine) la Torre Seca. Ce sommet est séparé du P. de Sa Costera (865) par un col que passe le chemin de la Calobra.

De part et d'autre du col s'élèvent des parois de Jurassique : celles du contrefort du P. Sa Costera, que coupe une faille oblique dont la lèvre N.O. est abaissée, et celle de la Torre Seca.

En montant depuis Balitx d'Abaix au col, on observe, de bas en haut, les éléments suivants :

Dolomie jaune cachou à patine noire	6 mètres.
Dolomie rose.	8 —
Dolomie grise litée.	40 —
Marnes rouges et vertes	1 —
Cargneules jaunes	15 —
Andésite à soufflures de Calcite	6 —
Dolomie litée	25 —
Calcaires massifs dominant le col de Sa Costera.	

Une fois passé le col, le chemin suit à flanc de coteau des dolomies en gros bancs, qui pendent au S.E. et que surplombent les masses calcaires du Jurassique.

Sous les dolomies affleurent des marnes bariolées rouges, à gypse, qui s'observent dans la crique de Sa Costera et le long de la mer. On les retrouve dans le Morro del Forat dont elles traversent le pédoncule.

Ces criques, ces caps et ces monts, les tons rouges du Trias, le bleu de la mer, les escarpements blancs des rochers liasiques et leur patine jaune, qui se teinte au couchant d'un rose ardent, composent la plus somptueuse harmonie de lignes et de couleurs qui soit. Mille peintres ont tenté d'en fixer la beauté, mais il faut le génie subtil et puissant de Santiago Rusiñol pour rendre, avec un talent et un art dignes de leur objet, la magie de ces parages qui sont parmi les plus prestigieux des rives de la Méditerranée.

Si de la mer, ou de l'extrémité du Morro del Forat, on observe le promontoire de la Torre Seca et la côte qui lui fait suite au N.E., on y note le dispositif indiqué figure 150. La bande triasique, dont nous n'avons pas vérifié la nature exacte, paraît contourner la montagne au-dessus de la Punta de Cala Rotja. Il est possible que ce soit elle qui passe dans les pentes herbeuses du S.O. de la cote 506. Nous n'avons pu nous en assurer et l'indication que donne notre carte est hypothétique sur ce point.

Avant d'aborder l'étude de la bande de Moncarre, il nous reste à décrire rapidement les abords de Fornalutx.

L'éperon arrondi et couvert de cultures qui sépare Fornalutx de Soller est essentiellement constitué par du Trias, mais de nombreux dépôts de pentes en interdisent l'étude précise.

La meilleure coupe en est donnée par le sentier direct de Fornalutx à Balitx.

Aux abords du village affleurent des dolomies litées à 500 mètres au N., un puits est creusé dans des marnes bleues et verdâtres.

Vers 300 mètres d'altitude, à l'amont de Fornalutx, on atteint des calcaires qui ressemblent au Jurassique et où nous avons noté plusieurs bancs gris brun assez particuliers. Si l'on quitte le chemin pour pousser dans la direction des parois de Sa Comuna, on coupe transversalement des bancs calcaires saccharoïdes, des calcaires gris brun, puis des lits de brèche, ou de conglomérats écrasés.

Dans ces derniers sédiments plusieurs assises rappellent le Néogène et en particulier des conglomérats qui s'observent entre le sommet 400 et une maison en $x = 7^{\circ}10 + 2.400$; $y = 44^{\circ}20 + 1.300$. En plusieurs endroits des grès zoogènes à Bryozoaires, employés dans la construction des murs et provenant sans doute des champs environnants, réunissent tous les caractères du Néogène, sauf qu'ils ne nous ont montré ni Amphistégines ni Lépidocyclines.

Ces couches, que nous avons teintées en Miocène sur notre carte, supportent le Trias du pied des parois de Sa Comuna.

Regagnant le chemin, on atteint le col de Balitx en amont duquel on voit pointer des calcaires Miocènes, sur le calcaire jurassique en partie masqué par des éboulis.

Le sentier direct de Balitx à Solier montre de haut en bas :

Calcaires jurassiques.

Calcaires gris foncé à patine bleue.

Dolomies du Trias lardées de roches éruptives.

Ces couches paraissent surmonter les marnes à gypse de Can Costuré.

Enfin à la base de ces dernières apparaissent des marnes vertes utilisées pour la fabrication du ciment.

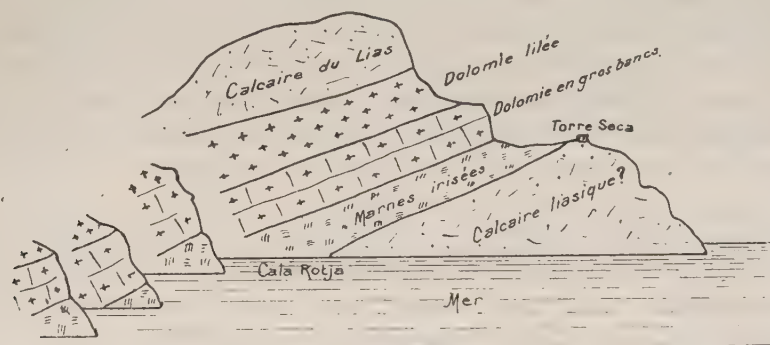


FIG. 150. — Coupes de la Punta del Torre Seca et des escarpements de Cala Rotja, vues du large du Morro del Forat.

Le versant S.E. de la vallée de Fornalutx est encore moins facile à étudier, car les dépôts superficiels le recouvrent entièrement. Bien qu'il faille sans doute le considérer comme formé en majeure partie de terrains appartenant à la Série II, nous donnons ici la seule coupe que nous y ayons pu relever. Elle est prise entre Fornalutx et Bonnaba.

De bas en haut on y relève :

- | | |
|---|---------------|
| 1° Spilites. | |
| 2° Dolomies. | |
| 3° Marnes vertes et grises. | |
| 4° Dolomies bréchoïdes | 3 mètres. |
| 5° Dolomies en bancs de 0 m. 20 d'épaisseur | 2 — |
| 6° Dolomies bréchoïdes | 2 — |
| 7° Calcaire saccharoïde rose veiné de calcite | 6 — |
| 8° Dolomies bréchoïdes | 6 — |
| 9° Dolomies très écrasées | 5 — |
| 10° Calcaires rougeâtres fracturés et injectés de veinules argileuses | 10 — |
| 11° Dolomies en bancs séparés par des délits marneux | 40 — |
| 12° Grès fins lités | 0 m. 50 |
| 13° Roches éruptives décomposées | 10-15 mètres. |
| 14° Grès lités à patine jaune | 15 — |
| 15° Marno-calcaires à ciment gris terne lités | 8 — |
| 16° Dolomies. | |

Les roches éruptives n° 13 sont celles que coupe le chemin de Biniarai à Bonnaba, dans les vignes dépendant de cette propriété.

Cette coupe est évidemment incomplète, vu les cultures et les dépôts superficiels qui en

masquent des fragments; mais il semble toutefois qu'elle ne présente pas de superposition manifestement anormale : les racines de l'écaille de Sa Comuna ne seraient donc point intéressées par elle. Ce fait compliquera, comme nous le montrerons plus loin, l'interprétation des calcaires qui dominent la bande miocène d'Es Clot.

Quant au reste du versant S.E. de la vallée de Fornalutx, hormis les rares affleurements marqués sur notre carte, il ne montre aucun terrain en place.

3. La Bande de Moncarre. — La masse jurassique qui domine les fermes de Balitx se continue à flanc de coteau, inclinée au S.E., sous la montagne de Sa Comuna et la dernière partie qui en soit visible se trouve directement en amont et au Nord de Fornalutx. Cette bande de Jurassique supporte à son tour des grès, des poudingues et des calcaires miocènes que l'on identifie en amont de Fornalutx, à Can Bresque, au col qui donne accès à la vallée de Moncarre, et tout le long du gradin oblique que suit le chemin descendant du col à la ferme même de Moncarre (voir ch. V, p. 173). Ce Miocène, dont l'âge est démontré au col même par la présence, dans les grès que traverse la route, de nombreux Clypéastres et de Scutelles, pourrait être d'une attribution plus douteuse à Can Bresque et dans les assises qui dominent directement Fornalutx. Toutefois pour autant qu'on peut en suivre la continuité il semble que tous ces grès appartiennent au même ensemble¹.

Tout l'ensemble substratum liasique, du Miocène et du Trias charrié pend au S.E. Le gradin oblique suivi par la route a été provoqué par la résistance à l'érosion des calcaires liasiques et néogènes et par la moindre dureté des assises triasiques qui les recouvrent et dont l'érosion a été hâtée par la décomposition des roches éruptives qui y sont interstratifiées et dont la transformation donne des marnes rouges.

Ces couches se suivent depuis le col jusqu'à la Finca de Moncarre, qui se trouve au fond du ravin, puis elles déterminent de l'autre côté de cette vallée un gradin oblique analogue, mais d'inclinaison inverse, compris entre les masses calcaires du P. Sa Costera et le massif calcaire du col d'Es Cullet et que suit le chemin de Moncarre à Bini.

Ce Trias est surmonté et dominé par le calcaire jurassique de Sa Comuna, calcaire qui supporte à son tour dans la région d'Es Clot et d'Es Cullet des formations néogènes (voir coupe XXXVI, pl. 5, et étude stratigraphique p. 173).

Le Plâ de Bini est constitué par des couches du Trias qui recouvrent le Néogène de Moncarre et sont plus largement mises à jour par l'érosion, grâce à l'abondance des roches éruptives qui les pénètrent.

Nous avons décrit (p. 173) le Néogène qui est soudé au Lias de Moncarre et du massif Puig Sa Costera - Calobra.

Les conglomérats miocènes ont une patine jaunâtre qui permet de les distinguer du Lias dans la plupart des cas. Ils forment une mince bande selon le bord externe du Plâ de Bini. A partir des abords de la source dite Font de l'Auma ($x = 7^{\text{e}}20 + 400$; $y = 44^{\text{e}}20 + 4.200$), cette bande se relève, en même temps que s'écroule, comme on le verra plus loin, la lame de Sa Comuna. Mais, alors que cette dernière devient difficile sinon impossible à suivre, la masse inférieure demeure toujours facile à délimiter puisque, à défaut de Miocène net, elle est constituée par les énormes masses ruiniformes du Lias. C'est au col compris entre le contrefort N. du P. Mayor et la cote 800, que l'écrasement de la lame de Sa Comuna atteint son maximum et que le liséré de Miocène, qui délimite la Série inférieure, est le plus incertain.

Dès le versant de Can Reys, le Trias charrié sur le Miocène reprend de l'ampleur, et l'on

¹ Le chemin qui descend de la fontaine d'Es Clot à Fornalutx coupe, dans la paroi verticale qu'il passe par des lacets très serrés, des grès extrêmement écrasés qui semblent se rattacher encore à ce Néogène. Ils sont surmontés par du Trias qui forme le pied de la paroi de Sa Comuna. On en suit les assises dolomitiques, bien qu'en partie couvertes d'éboulis, tout autour de la montagne.

recoupe le poudingue néogène en divers points au pied du cirque arrondi formé par les parois des contreforts N.E. et E. du P. Mayor.

4. **Le Massif Moncarre - Sa Costera-Calobra.** — L'énorme masse de calcaire ruiniforme qui s'étend entre cette bande de Bini et les abords de la mer est pratiquement infranchissable, sauf par deux sentiers.

Nous avons marqué tous ces calcaires comme s'ils étaient entièrement liasiques. La seule coupe que nous en ayons pu faire montre que, sans doute, ils pincient des bandes plus ou moins écrasées d'autres terrains.

A la Font de l'Auma débute un sentier qui gagne directement la Calobra à travers les lapiez. Depuis le contact des calcaires et du Miocène, il traverse des masses puissantes de Jurassique indéterminé lité en gros bancs de 20 à 80 centimètres, à patine gris clair, bleutée ou blanche, qui ont été brisés, puis ressoudés par des veines de calcite. Vers $x = 7^{\circ}20$; $y = 44^{\circ}20 + 5.500$, le sentier atteint des grès à gros grains de quartz, des marno-calcaires gris terne, broyés, et un banc de poudingues que nous ne pouvons identifier avec certitude, mais qui paraît appartenir au Néogène. Le tout pend au S.E.

Depuis ce point jusqu'au bord des rochers qui dominent l'Ermita de San Lorenzo et Tuent, ce sont de nouveau les calcaires en gros bancs qui affleurent partout.

Il semble donc que la masse jurassique admette au moins un repli synclinal, écrasé et déversé du S.E. au N.O. L'étude du ravin d'El Bosque va nous montrer un accident identique en relation évidente avec le précédent.

La vallée d'El Bosque est séparée du sentier des crêtes selon lequel nous venons de faire passer notre coupe par un ravin intermédiaire. Ces deux dépressions permettent d'observer dans leur partie amont une bande de marno-calcaires à *Cancellophycus*, dont la teinte terne et le grain assez sablonneux nous incitent à faire du Lias supérieur ou du Bajocien. Les seuls fossiles que nous y ayons trouvés sont des Belemnites tronçonnées indéterminables.

Quoi qu'il en soit, cette bande sinue dans ces têtes de ravins de telle manière qu'elle se présente indubitablement comme pincée dans le calcaire massif, et inclinée à environ 30 degrés au S.E.

Le fond du vallon d'El Bosque ne nous a pas montré d'autre repli ; par contre on observe au N.O., parallèlement à la bande de marno-calcaires, une faille très inclinée qui témoigne aussi de poussées venues du S.E.

Hors cet accident, le régime normal des calcaires massifs se poursuit dans le ravin d'El Bosque, jusqu'à son débouché sur la dépression triasique de Tuent.

La coupe de la paroi qui domine ce Trias est assez peu parlante en ce point¹. Par contre, elle est d'un grand intérêt en amont de Can Palou, c'est-à-dire selon le sentier de crêtes que nous avons mentionné plus haut (fig. 9).

Sous les bancs que nous avons figurés, et dans toute la dépression de Can Papuig, s'étendent d'autres masses éruptives qui occupent de grandes surfaces dans le vallon aux terres duquel elles donnent du reste beaucoup de fertilité.

Can Papuig même et les maisons de Tuent sont bâtis sur du marès, des dunes et des alluvions. Notre carte montre la réapparition du Trias de part et d'autre de ces formations récentes.

La masse même de la Mola de Tuent est constituée par des calcaires massifs qui sont, sans doute, en continuité avec ceux de Puig Sa Costera - Bosque.

Le col de l'Ermita est formé de Trias, mais ce n'est que vers les maisons de la Calobra que l'on y retrouve l'éruptif formé, semble-t-il, des mêmes roches. Leur extension est toutefois beaucoup plus réduite et peut-être masquée par les alluvions. L'ensemble des assises pend, ici, au S.E.,

¹ Il convient toutefois de noter, au sommet des rochers qui dominent la Calobra, des poudingues douteux qui rappellent un peu les conglomérats néogènes et dont l'âge nous est inconnu.

et, alors que le Trias affleure largement à l'O. de la Mola de Tuent, il s'enfonce entre le Morro de Sa Corda et le Morro de Sas Fel-las, en sorte que les parois verticales, qui dominent à l'O. la crique de Calobra, paraissent essentiellement constituées par le calcaire jurassique.

Il en est de même de la majeure partie des parois et contreforts qui avoisinent à l'O. l'embouchure du Torrent de Pareys et ce n'est qu'à leur base et dans un îlot de la crique que l'on reconnaît les dolomies du Trias. Par contre, le Trias réapparaît avec une certaine extension au pied de la cote 200 au S.E. du Morro de la Vaca.

La coupe ici entre ces deux sommets (fig. 151) montre les couches du Lias moyen du Morro de la Vaca, pendant fortement au S.E. en rapport avec les assises suivantes :

- 2° Calcaires bleuâtres veinés.
- 3° Eruptif.
- 4° Dolomie du Trias.
- 5° Calcaires dolomitiques bruns veinés de calcite (dolomies bréchoïdes du Lias inférieur).
- 6° Calcaires lités.
- 7° Calcaires massifs.

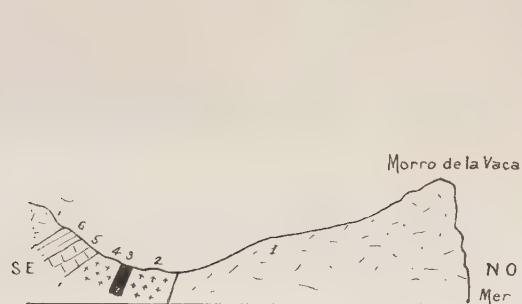


FIG. 151. — Coupe du Morro de la Vaca (Ech. 1/20.000°.)

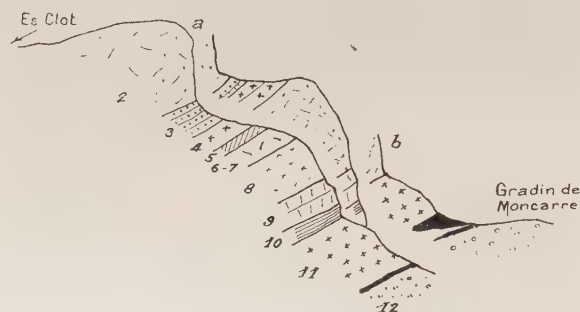


FIG. 152. — Coupe entre Es Clot et Moncarre. (Ech. 1/5 000°.)

Le Torrente de Pareys est une des curiosités les plus connues des touristes en cette région (pl. VIII).

Toute la masse des calcaires jurassiques que nous venons de décrire et qui atteignent, entre la mer et la Fabrica de Electricidad de Gorj Blau, leur maximum d'extension est entamé par le cours du torrent qui descend de Gorj Blau. Notre carte montre le parcours de ce torrent, qui, depuis le pied de Cosconá, traverse en ligne droite du S.E. au N.O. les calcaires du Jurassique dans une gorge étroite atteignant 3 à 400 mètres de profondeur en certains points.

Ce cañon, dont le creusement est dû au fait que le torrent qui le parcourt est le plus constant et le plus important de l'île, permettrait, sans doute, l'étude de la base triasique des calcaires massifs, et peut-être réserve-t-il la découverte de sédiments ou plus anciens ou en fenêtres sous les dolomies que nous connaissons ailleurs. Mais l'accès nous en fut rendu impossible par l'eau qui occupait encore sa partie inférieure, en sorte que toute son étude reste à faire.

5. L'Écaille de Sa Comuna. — Nous avons défini dans ses grandes lignes cette unité tectonique. Si l'on en fait la coupe dans sa partie la moins compliquée, c'est-à-dire entre Bonnaba et Moncarre, on y observe les éléments suivants :

Au N.O. et en contre-bas des roches de calcaire jurassique qui forment la cote 600 et les escarpements qui dominent au N. la maison de Bonnaba, le chemin coupe une bande assez large de couches néogènes, qui comporte des lits à mauvaises empreintes de feuilles dans lesquels on a recherché des lignites et des bancs de calcaires à *Ostrea cf. Gingensis* SCHLOTH, ou *O. crassissima* LMK. Ces calcaires, partout où ils ne contiennent pas de fossiles, sont presque identiques à ceux du Jurassique contre lesquels ils sont plaqués et qui constituent l'élément principal du sommet de Sa Comuna. Fortement corrodés en lapiez, ils sont entaillés par le petit col du chemin qui atteint la tête du ravin de Moncarre (fig. 152). Ils sont caractérisés par une patine bleuâtre. Sous eux et formant une paroi verticale, apparaissent des calcaires lités pendant au

S.E. (2), puis des grès fins, roux, sans fossiles, en plaquettes minces (3), qui reposent sur des dolomies (4). La suite de la coupe est en partie masquée par les taillis ; mais, si on la reprend plus à l'Ouest, on y note sous ces dolomies :

5° Calcaires à apparence de fausse brèche tithonique mais sans fossiles	2 mètres.
6° Calcaire saccharoïde massif.	15 —
7° Calcaire dolomitique rose	8 —
8° Calcaire saccharoïde massif	10 —
9° Fausse brèche ou dolomie bréchoïde	10 —
10° Calcaire couleur café au lait lité, et très froissé	15 —
11° Dolomie du Trias en bancs réguliers à pendage S.E.	20 —
12° Miocène de Moncarre.	

Une coupe de même orientation menée 1 kilomètre plus à l'O. (fig. 152 a) montre de nouveau, la superposition du Trias au Miocène.

A hauteur du col de Moncarre même, on retrouve sur le Trias des calcaires lités du Lias, des calcaires café au lait, le tout est assez redressé, et dominé par des parois que nous n'avons pu passer.

Quelque imparfaites que soient ces observations, il en découle que l'écaille de Sa Comuna est complexe et qu'elle comporte soit des replis, soit des imbrications accessoires.

Le sommet de la montagne paraît formé de calcaire jurassique. Mais, en $x = 7^{\circ}10 + 3.500$ $y = 44^{\circ}20 + 1.500$, pointent, à travers le Jurassique, des couches rouges argileuses qui provoquent l'émergence d'une source. Ces couches rouges sont soit du Keuper, soit des roches éruptives décomposées. Dans le premier cas, il faut admettre que quelque repli de Trias élève ce terrain assez pour le faire localement affleurer. Dans le second, à cette hypothèse il faut en ajouter une autre, à savoir que l'éruption serait post-jurassique ou au moins post-liasique. Nous croyons plus logique d'admettre la première, qui est du reste en harmonie avec la complexité des superpositions et des écrasements que révèle, tout près de cet affleurement, la coupe de la paroi qui surplombe Fornalutx.

Celle-ci montre en effet la succession suivante de haut en bas :

Calcaire lité gris sombre.

Calcaire saccharoïde d'âge douteux.

Brèche à éléments très anguleux, litée, écrasée, pendant au S.

Couches broyées de calcaires saccharoïdes et de fausses brèches, occupant une assez importante partie du bas des bas escarpements.

Marno-calcaires broyés jusqu'à la schistosité.

Dolomie litée formant la base de la montagne.

Il est très délicat de vouloir donner une interprétation de cette coupe sans la compléter par d'autres observations, et nos profils, sur lesquels nous n'avons pu nous abstenir de figurer ces parages, appellent encore de nombreuses vérifications.

On peut en effet considérer que les fausses brèches broyées appartiennent au Néogène, mais il n'est pas certain que ce soit plutôt à celui de Moncarre, qui réapparaîtrait ici, qu'à celui d'Es Clot, qui est plaqué, non loin de là, sur le calcaire massif.

Enfin, dans l'une ou l'autre hypothèse, l'enracinement de l'écaille de Sa Comuna est encore indéterminé, et l'on a vu que les dépôts superficiels du versant S.E. de la vallée de Fornalutx ne permettent d'apercevoir que de rares pointements triasiques entre lesquels il y aurait à rechercher les lignes de contact anormal susceptibles de nous guider vers la solution de ce problème.

La complexité de la paroi de l'écaille, qui s'étend entre Es Clot et Es Cullet, est aussi grande que celle qui vient d'être mentionnée, mais son étude est plus facile. La masse principale des calcaires liasiques se suit dans la topographie jusqu'à la cote 900, au N. du col. Ensuite rétrécie ou laminée, elle ne forme plus qu'une paroi de peu de hauteur au pied N. du P. Mayor (pl. 6, profil XXXIX).

Sur le Miocène de Moncarre repose le Trias, localement chargé de roches éruptives, puis une masse de calcaire massif qui constitue une paroi dominant, d'une part, le chemin de Moncarre à Bini, et, d'autre part, selon une direction perpendiculaire à la première, l'extrémité S.O. des champs de Bini.



FIG. 153. — Croquis des imbrications d'Es Cullet et Bini, pris du chemin de la Font de l'Auma.

Tr. d., Trias dolomitique; Tr. p., Trias à pistes; Tr. e., éruptif; C. L., Lias moyen; M. Miocène; Mi., Miocène inférieur; M. c., Calcaire à *Lithothamnium*.

Cette lame de Jurassique est inclinée au S.E. (voir fig. 153 et 154) et s'amincit graduellement.

La dépression cultivée de Bini correspond à une zone où les formations triasiques acquièrent plus d'ampleur et d'extension. Elles sont accompagnées de Diabases à olivines, à soufflures remplies de Calcédoine et dont les Feldspaths sont altérés.

Le versant qui s'élève des maisons, vers la paroi de calcaire liasique que nous venons de mentionner,

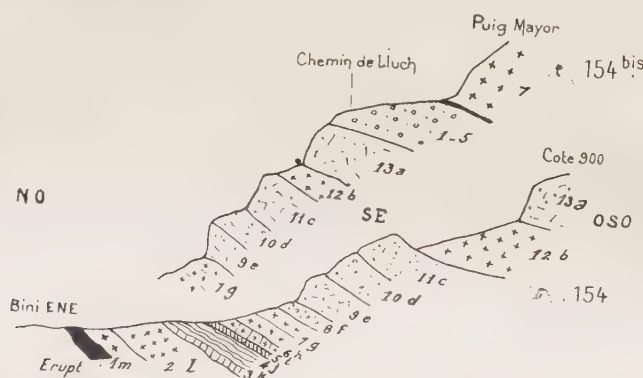


FIG. 154. — Coupe du versant N.E. de la cote 900, entre ce sommet et le Pla de Bini.

FIG. 154 bis. — Coupe du versant N.O. du P. Mayor montrant les divers niveaux de la coupe précédente qui y sont insérés.
(Ech. 1/10.000*.)

et qui forme l'extrémité N.E. de l'arête cote 900, permet d'observer la succession suivante (fig. 154) de bas en haut :

m) Dolomie	5 mètres.
l) Calcaires bleuâtres à pistes en bancs de 0 m. 25 à 0 m. 40	15 —
k) Calcaire siliceux.	1 —
j) Calcaires à pistes en bancs minces.	3 —
i) Bancs de calcaire marneux dur, bleu sombre, à patine jaune, avec débris de bivalves.	0 m. 20
h) Dolomies jaunes.	2 mètres.
g) Dolomies grises.	15 —

Ces dolomies sont dominées par la paroi de calcaire liasique.

Mais en certains points, il semble s'intercaler, entre le Trias et le Lias, des grès et des poudingues ressemblant étrangement au Miocène, *f*). Au-dessus viennent des calcaires fissurés *e*), puis un nouveau banc de poudingues et des grès *d*), enfin le calcaire liasique *c*).

Ce ne sont là qu'anomalies locales sur lesquelles nous reviendrons plus loin.

Sur cette lame de calcaire liasique reposent des dolomies de type triasique, litées et très froissées *b*), leur extension se traduit dans la topographie par le profil adouci du terrain. Enfin ce Trias est couronné par la masse de calcaire jurassique de la cote 900 *a*), qui est celle de Sa Comuna, c'est-à-dire celle qui est subordonnée au Néogène d'Es Clot. Au col séparant la cote 900 du P. Mayor, la lame jurassique est aussi subordonnée à des couches à plantes que nous avons décrites en détail dans la partie stratigraphique sous le nom de couches d'Es Cullet (p. 172), et qui sont couronnées par des calcaires à Amphistégines sur lesquels repose le Trias de base du P. Mayor.

Cette zone correspond à l'extension maxima de l'écaille de Sa Comuna. Dès l'amont de Bini, l'écaille se réduit à son Trias complété d'un Lias très aminci et d'un Miocène qui ne tarde pas à devenir virtuel, aussi la description n'en peut-elle être poursuivie isolément vers le N.E. Nous la comprendrons dans l'étude du versant septentrional du Puig Mayor.

6. Le Puig Mayor. — On a vu par l'étude des séries inférieures que la masse du Puig Mayor chevauche des éléments tectoniques différents. Lui-même est complexe, et nous ne saurions en transcrire la structure en détail.

Nous nous bornerons à l'étude de quelques coupes.

I. SOMMET DU PUIG MAYOR. — La première nous est fournie par le chemin servant aux touristes à en faire l'ascension. A partir de la Fuente de Bonnaba, qui est au pied S.O. de la montagne, le sentier serpente dans une cheminée assez resserrée entre la Sierra de Bonnaba au S.E. et le contrefort, cote 1350, du P. Mayor, d'autre part. Vers le bas de ce couloir se trouve une seconde fontaine qui émerge sensiblement au contact des dolomies triasiques, constituant la base de la montagne, avec des argiles rouges produites par la décomposition des masses de Spilites qui abondent dans cette région.

Les dolomies patinées en plusieurs endroits de jaune sont très plissées, et le chemin passe sur leurs couches redressées à la verticale.

La haute paroi calcaire de la Sierra de Bonnaba les domine de ses assises inclinées au S.E., et il semble bien que le contact soit marqué, ici, soit par un véritable pli faille, soit au moins par une très forte disharmonie de plissements, avec zone de forte compression.

Vers 1.000 ou 1.100 mètres, le sentier arrive au haut de ce couloir, il passe sur un épaulement horizontal qui établit le contact entre les masses du Puig Mayor et les couches de la Sierra Bonnaba.

L'extrémité S.O. du P. Mayor est coupée par la haute paroi qui domine Bonnaba. A distance, la tranche de la montagne paraît montrer un faux-synclinal déversé au N.O.

Les calcaires redressés contre lesquels s'élève, à partir de l'épaulement, le chemin muletier paraissent bien formés de Lias massif, pendant à 70 ou 80 degrés au S.E., mais nous n'avons pu atteindre les couches plissées de l'intérieur de ce synclinal apparent, dans la partie N.O. de l'arête cote 1350.

En aval du chemin muletier, on observe un accident très net — faille ou pli-faille — depuis l'épaulement ci-dessus mentionné, jusqu'au P. Mayor lui-même, qu'il paraît contourner par le N.O.

Si le sommet cote 1350 (Silla de Torrellas de la carte marine) était vraiment formé par un synclinal, il semble que des dolomies triasiques devraient l'envelopper partiellement par le S.O. Il est possible que la faille que nous venons de définir, continuation de celle par laquelle se fait le contact des assises de la Sierra de Bonnaba avec le Trias de la cheminée suivie par le chemin, les interrompe précisément et, correspondant à leur rupture, fasse buter, contre le Lias du P. Mayor, le Jurassique, également redressé, de la Sierra de Bonnaba.

Cheminant obliquement sur des calcaires lités en bancs de 0 m. 20 et, naturellement, sans fossiles, le sentier atteint un ensellement qui sépare l'arête cote 1350 du sommet même du P. Mayor et près duquel s'élèvent des Casas de Nieve¹. Depuis ce point jusqu'au sommet, le sentier serpente en

¹ Au sud de ce petit col sont disposées des Casas de Nieve, constructions jadis destinées à conserver, durant le début de la période chaude, la neige de l'hiver.

coupant transversalement, à chacun de ses lacets, les couches redressées du Puig. On peut en indiquer la succession comme suit de haut en bas, c'est-à-dire du S.E. au N.O. :

- 1° Calcaire du Lias.
- 2° Calcaire lité couleur café au lait. 40 mètres.
- 3° Calcaire saccharoïde rosé. 20 —
- 4° Calcaire saccharoïde dolomitique.

Ces couches se renversent légèrement et sont en contact par une faille, dont le plan est nettement visible, avec du Tertiaire. Pour observer ces détails il faut descendre du sommet, passer aux Casas de Nieve et, de là, suivre, à peu près selon une courbe de niveau, un sentier qui tourne autour du versant N.O. et N. du Puig pour gagner la « Mine » du Puig Mayor.

Les fouilles (fig. 155), excavations peu profondes, montrent, sous le calcaire jurassique déversé, des mylonites, puis :

- 5° Poudingue nummulitique. 1 mètre.
- 6° Marno-calcaires à silex du Lias supérieur 3 —
- 7° Mylonite 3 —

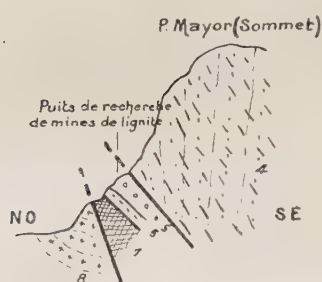


FIG. 155. — Coupe du versant N.O. du sommet du P. Mayor.

Une nouvelle faille met ces couches en contact avec du calcaire dolomitique jurassique ou triasique peu incliné (8).

L'attribution du poudingue au Nummulitique demeure douteuse, car nous n'y avons trouvé aucun fossile. Mais dans les déblais des travaux on rencontre d'assez nombreux cailloux roulés noirs identiques à ceux que nous tenons pour caractéristiques du poudingue nummulitique.

Dans le Lias supérieur nous avons trouvé des fragments de Bélemnites. Aux couches à faciès jurassique s'ajoutent des marno-calcaires plus clairs, très écrasés, et dont l'attribution stratigraphique doit être réservée. Mais il se pourrait que ce fût du Néocomien.

Les calcaires jurassiques que nous appelons liasiques, pour fixer les idées mais sans certitude et qui constituent le sommet 1443, se poursuivent, très redressés, vers le N.E. Ce sont eux qui constituent toute la partie supérieure de l'arête qui du P. Mayor se dresse en direction de la cote 800 (N.O. de Can Reys). Nous en retrouverons la suite en étudiant la coupe de la Font de l'Auma.

L'interprétation des éléments que nous venons de décrire dans cette partie du P. Mayor demeure encore confuse. Nos profils sont très hypothétiques et en quelque sorte tendancieux.

II. PIED N.-E. DU PUIG MAYOR. — L'étude de la base du Puig Mayor par ses versants N.O. et N. est plus facile. Malheureusement le raccord entre les coupes qu'on y peut faire et celles que nous venons de relever au sommet est rendu presque impossible par la difficulté du terrain.

La base des parois du Puig Mayor, en amont de la Fuente Mayor, c'est-à-dire en amont de Bonnaba, est composée de Trias partiellement caché sous des éboulis et qui est très froissé et plissoté aux abords de la cheminée par laquelle passe le sentier.

Il n'y a aucune preuve que, sur cette face de la montagne, le Lias et le Néogène d'Es Clot s'insèrent sous le Trias du Puig Mayor.

Par contre on constate, en suivant le chemin de Bonnaba à Es Cullet, que la masse liasique 6, figure 162, qui affleure dans la forêt au N.O. du chemin, est chevauchée par le Trias du Puig Mayor, et qu'elle forme une lame rapidement amincie en direction du N.E.

A partir du point où ce sentier a gagné le ruisseau d'Es Cullet, la superposition des divers éléments tectoniques devient très claire.

La masse du Puig Mayor chevauche la lame de Lias mentionnée plus haut (6, fig. 156 à 158).

Sous celle-ci apparaît l'échelle de Sa Comuna dont le Néogène donne les couches à plantes d'Es Cullet

et dont le Lias (13 a, fig. 144; a fig. 156 à 158) forme l'arête jalonnée par la cote 900 qui domine par son extrémité N.E. la dépression de Bini.

Sur le calcaire a) qui constitue l'élément principal de l'arête cotée 900 sur la carte d'Etat Major reposent (fig. 157) :

1° Marnes sableuses à patine jaune.	10 mètres.
2° Marno-calcaires sableux lités à feuilles	1 —
3° Marno-calcaires sableux à Turritelles et Bivalves	5 —
4° Calcaires à <i>Sphærium</i> et à plantes	18 —
5° Poudingues	5 —
6° Calcaires saccharoïdes du Lias.	4 —
7° Dolomies litées du Trias	5 —
8° Cargneules	30 —
9° Dolomies en bancs réguliers.	45 —
10° Calcaires jurassiques de la paroi du P. Mayor.	

Cette succession d'assises n'est pas sans se trouver troublée par les dislocations tectoniques.

A 400 mètres au N.E. de cette coupe, on note la coupe suivante où l'apparition des marnes irisées du Trias et d'une fausse brèche, peut-être tithonique, complique le problème (fig. 158).

- a Calcaire liasique de la cote 900.
- 1a Couches à *Ostrea* sp.
- 2° Marno-calcaires à feuilles.
- 3° Marno-calcaires sableux à *Turritella Turris* BAST.
- 5b Calcaire à *Lithothamnium*.
- 5° Grès bleu foncé à patine jaune.
- N Tithonique douteux broyé.
- K Marnes irisées de Keuper.
- 6° Calcaire saccharoïde broyé ressoudé.

Un peu plus à l'O., on voit des couches zoogènes contenant des *Lithothamnium* qui prennent, lorsqu'elles sont attaquées par l'érosion, un aspect rappelant beaucoup celui des fausses brèches tithoniques. L'écrasement de certains bancs de ce calcaire miocène a donc pu nous induire en erreur. La coupe deviendrait d'emblée plus intelligible si cette dernière assimilation se trouvait vérifiée.

A partir du col d'Es Cullet les calcaires liasiques de l'écaille de Sa Comuna s'amincissent et se réduisent ainsi que nous l'avons vu plus haut.

Les coupes schématiques que nous donnons montrent donc, sous la Série du P. Mayor et sous le Néogène qu'elle chevauche, les restes amincis et plus ou moins écrasés de l'écaille inférieure.

Ils ne tardent pas à devenir très difficiles à distinguer dans les éboulis d'autant plus que le Trias de leur base conserve son ampleur et, accompagné de roches éruptives, constitue une partie des versants inclinés qui avoisinent à l'O. la Font de l'Auma.

Dans la partie où commence à se manifester l'atténuation ou la diminution de la lame de Sa Comuna, on relève la coupe suivante que nous avons figurée, figure 154 bis, en série avec celle du versant N. de la cote 900, pour qu'on saisisse la corrélation possible entre leurs éléments.

Elle comporte de bas en haut, sur les Diabases :

- g) Calcaires à pistes et Trias de la base de l'écaille de Sa Comuna.
- e) Calcaire massif du Lias.
- d) Poudingues et grès miocènes(?).
- c) Calcaire jurassique.
- b) Dolomies triasiques écrasées.
- a) Calcaire jurassique (dont la continuation forme l'arête cote 900).
- 1-5 Miocène (continuation de la bande d'Es Cullet).
- 7 Trias de base du Puig Mayor.

Les bancs de Lias couches a, c, e, de la coupe figure 154, disparaissent progressivement vers le N.E.

(voir fig. 156-160) et le contrefort au N. duquel émerge la Font de l'Auma ne montre plus que les assises suivantes, auxquelles nous conservons les lettres et chiffres conventionnels des figures précédentes (fig. 16⁴).

m) Miocène de la série de Moncarre.	
T) Trias avec Diabase, de Bini	25 mètres.
a) Lentille de calcaire jurassique	5 —
1-5 Grès miocène	4 —
7-8 Marnes et dolomies du Trias	5 —
9 Dolomies litées	20 —
10 Calcaire gris massif	

III. — NORD DU PUIG MAYOR. — Ce contrefort limite à l'O. un ravin qui, orienté S.N., entame profondément la masse du Puig Mayor, et dont le bassin de réception se trouve au pied même des parois dominées par la faille et la « mine » du revers Nord du sommet 1445.

Ce ravin est creusé, près de la source, dans le Trias qui recouvre le Miocène de la Série Moncarre-Calobra, et, tranchant Néogène et Lias, écoule ses eaux vers Tuent.

Les Diabases à Olivine, accompagnant le Trias, sont pourvues de nombreuses soufflures remplies de Calcédoine; leur altération est extrême.

L'étude des abords du torrent, au S. de la source, montre les particularités suivantes :

Au fond du ravin, on note la présence de cargneules redressées, sur la tranche desquelles reposent des dolomies du Trias.

Il semble que ce soit une discordance stratigraphique et non tectonique; mais, pour conclure à des mouvements au Trias supérieur, il faudrait trouver semblable dispositif en des endroits moins disloqués.

Le fond du ravin, vers l'amont, montre en outre le dispositif en V déjeté des couches, dispositif que nous avons déjà noté dans le sommet 1350. A la base un niveau mylonitisé se voit très nettement.

Le versant E. du ravin donne par contre une bonne coupe où l'on observe de bas en haut :

1° Dolomies du Trias, discordantes sur les cargneules	50 mètres.
2° Calcaire gris café au lait.	25 —
3° Calcaire saccharoïde broyé.	40 —
4° Calcaire saccharoïde.	30 —
5° Dolomies rosées du Trias	100 —
6° Calcaire zoogène, en fausse brèche, broyé.	60 —

Les assises 4 correspondent à une paroi de franchissement malaisé.

Les couches 6 forment l'arête qui s'élève jusqu'au sommet même du Puig Mayor.

Si elle se prolonge jusqu'ici comme cela est probable, la ligne de contact anormal de la mine doit donc passer, soit dans les assises figurées, ici, sous le numéro 5, soit à leur contact avec le calcaire n° 6.

150 mètres plus à l'E., les assises en aval de la paroi 4 se décomposent de la façon suivante :

Sous la dolomie triasique de base apparaît un niveau gréseux, très mince, très écrasé, que nous rapportons avec doute au Miocène; sous ce grès un calcaire jurassique de peu d'épaisseur, puis des calcaires à pistes bleu sombre du Trias. Ces dernières assises reposent sur le Miocène de Moncarre.

Les coupes de cette partie du P. Mayor en montrent la complexité.

La première impression est que la Série II y constitue un anticlinal et un synclinal déjetés, le flanc normal du synclinal ramené presque à l'horizontale, chevauchant par son Trias de base l'écaille de Sa Comuna.

Pincé dans ce synclinal déversé, un noyau inconnu que nous avons signalé au P. 1350 nous oblige à réserver toute hypothèse.

Cette explication ne donne pas la raison de la présence du Nummulitique et du Jurassique moyen de la mine.

L'allure des couches nous retient d'autre part de voir dans le P. Mayor un simple pli couché vers le Nord. Il est hors de doute que la dolomie rose (5) prise entre les assises du Jurassique de la

⁴ Ce n'est qu'à titre de première approximation que nous indiquons les équivalences probables des diverses couches désignées dans ces sept coupes par les mêmes lettres ou signes.

coupe précédente, si elle est triasique, ne peut appartenir qu'à un autre élément tectonique, à moins d'invoquer le reploiement en faux synclinal couché d'un flanc reversé, ce qui implique des dislocations peu vraisemblables.

La solution la plus simple qui ferait état d'une succession d'imbrications à déversement réduit pourrait s'appliquer au versement S.O. sous lequel on ne voit guère s'enfoncer le Miocène, mais ne

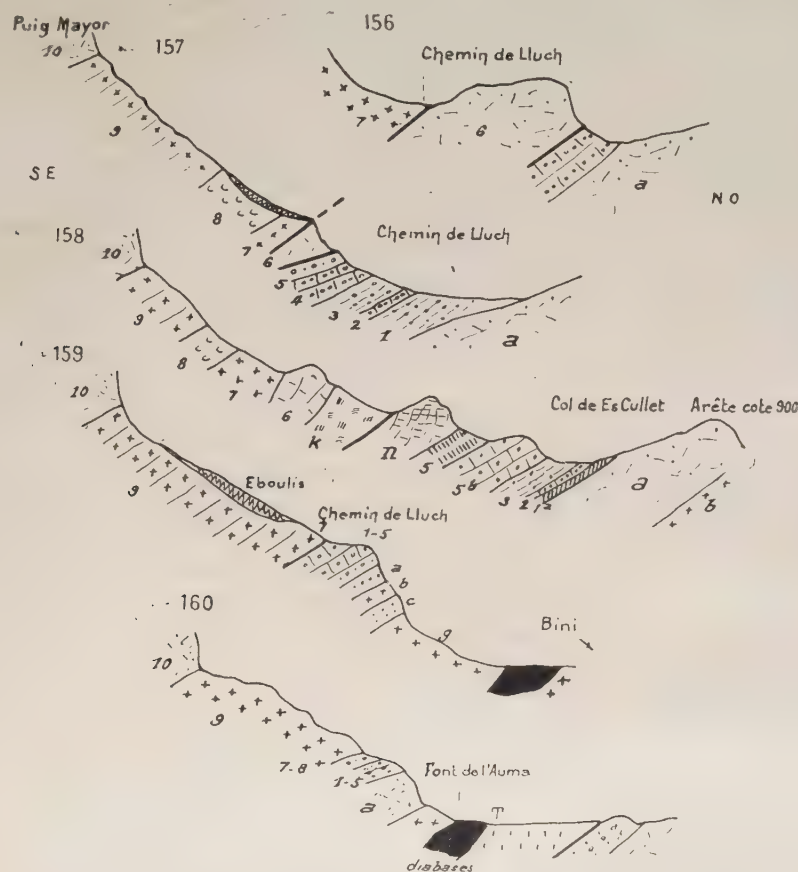


FIG. 156 à 160. — Coupes en série des imbrications du pied N. du P. Mayor: 156, amont de Bonuaba; 157, par la mine d'Es. Cullet; 159, à la hauteur de Bini; 160, à la Font de l'Auma. (Ech. approx. 1/10.000^e.)

semble plus convenir au versant N. le long duquel on voit passer ces bandes de Miocène que l'on suit par Can Reys et Casa Nova jusqu'à Lluch.

Nos coupes d'ensemble (pl. 6) donnent une première hypothèse, à cet égard.

La paroi de Trias et de calcaire jurassique qui domine Can Reys paraît résulter de la réunion des parois 4 et 6 de la coupe. Sur ce calcaire jurassique repose le Trias rouge qui constitue la base du calcaire du P. 1000 (S.E. de Torellas).

Il semble que le contact que nous indiquons le long de la dépression des vallons de Torrellas puisse être considéré comme étant la continuation vers le S.O. de ce dispositif imbriqué.

7. La Série Moncarre-Galobra jusqu'à la Fabrica de Electricidad et Escorca. — Nous avons arrêté notre description de cet ensemble à la croupe de la Font de l'Auma à Tuent. Formée partout de calcaire massif, elle est entaillée de lapiez jusqu'au torrent de Pareys et jusqu'à la fabrique. Toutefois, au revers S.E. de la cote 800, apparaissent quelques couches de calcaire lité, à patine bleue, très plissotées, mais dont l'inclinaison générale peut être évaluée à 30 degrés S.E. Sur ces calcaires reposent des marno-calcaires gris jaunâtre avec bancs à Pholadomies très écrasées et à Térébratules. Nous les assimilons au Lias moyen ou supérieur. Sur ces couches

s'observent des conglomérats douteux, peut-être miocènes, surmontés par du Trias avec roches éruptives qui paraît appartenir à la base des écailles du P. Mayor.

Les calcaires jurassiques s'étendent en un vaste lapiez jusqu'à la gorge de la fabrique d'électricité et jusqu'au torrent de Pareys.

Si nous reprenons, au col de la cote 800, l'étude du contact de la Série inférieure et des éléments qui la surmontent, nous observerons un écrasement très intense au col même.

La bande de Miocène de Moncarre est réduite à l'extrême et se perd par endroits, le Trias qui la surmonte est laminé. La paroi de Lias domine immédiatement le chemin, qui suit de très près le bord du Lias de base. Localement, apparaissent des lambeaux de Trias à Fucoides.

Si l'on suit le chemin, depuis le col vers Can Reys, on constate que les dolomies augmentent d'importance et se complètent de calcaires marneux en plaquettes.

Le Néogène se trouve en contre-bas, soudé au Lias calcaire de base, et le chemin ne le recoupe qu'en aval des maisons de Can Reys.

Si au lieu de descendre du col par le sentier, on suit les parois jurassiques de base du Puig Mayor, on y retrouve les traces de conglomérats écrasés qui représentent peut-être les restes du Néogène d'Es Cullet.

FIG. 161-162. — Coupes de la base du contre-fort N. du P. Mayor; a, au col de Can Reys; b, entre le col et Can Reys; c, en amont de Can Reys. (Ech. 1/10.000^e.)

Ils apparaissent, dès le col, pincés entre deux masses liasiques qui reposent sur le Trias, et prennent quelque importance dans le ravin qui descend à Can Reys. La coupe au haut de ce ravin montre de haut en bas (fig. 161-162).

6° Calcaire massif	20 mètres.
5° Conglomérats écrasés	15 —
4° Calcaire massif	40 —
3° Dolomies du Trias	15 —
2° Eruptif	8 —
2° Miocène	10 —
1° Lias du massif de la Calobra.	

A partir de ce point les conglomérats broyés deviennent indistincts et il semble qu'une seule masse de calcaire jurassique, inclinée au S.E. et reposant sur le Trias, forme l'arête incurvée qui sépare, en s'appuyant au P. Mayor, la dépression de Can Reys du ravin triasique qui descend du col de la Finca de Son Torrella.

Notre levé montre cette masse jurassique comme une lame subordonnée au P. Mayor. Il est fort possible qu'elle fasse partie intégrante des calcaires du versant S.E. de cette montagne et n'en soit que le prolongement au S.E. localement pincé dans le Trias de Son Torrella, plus ou moins déversé ou poussé sur elle.

Elle paraît en tout cas ne pas se poursuivre plus loin que le sommet qu'elle constitue en amont de la Fabrica de Electricidad.

Le Miocène que recouvre le Trias de sa base présente entre Can Reys et l'aqueduc de l'usine électrique une disposition ambiguë. Les conglomérats érodés en lapiez sont comme recouverts et injectés de roches éruptives. La première explication qui vient à l'esprit est que l'éruptif, pour avoir pu remplir des cavités creusées dans cette roche par l'érosion, doit être post-miocène. Toutefois, il apparaît à la base du Trias, et, comme des spilites si récents seraient tout à fait exceptionnels aux Baléares, nous croyons devoir interpréter ce dispositif comme provoqué par le charriage du Trias sur le Miocène.

Notre carte schématise les contacts du Trias et du Néogène jusqu'à la Fabrica de Electricidad.

CHAPITRE XVI

LA SIERRA ALFABIA ET LE SYNCLINAL
D'AUMALLUTX

1. **Coup d'œil d'ensemble.** — Les massifs de la Sierra Alfabia, de la Sierra de Bonnaba et du P. Mayor peuvent être considérés comme représentant, avec les zones synclinales d'Aumallutx et d'Orient, la Série II.

Cet ensemble présente dans le sens longitudinal une remarquable continuité et, si l'on y observe vers le N.E. le passage graduel des plis de la région d'Orient aux imbrications de Tossals, il n'en forme pas moins un élément structural unique et bien défini. Nous le verrons chevauché dans sa partie méridionale par la Série III ou série de la Sierra Burguesa qui, arrasée et couverte d'alluvions, entre Establiments et les abords d'Alaró, reparait ici, sur environ 20 kilomètres, depuis le Torrent d'Orient jusqu'aux environs de Selva.

Elle ne se présente qu'en un chevauchement de 4 kilomètres d'amplitude, mais nous lui rattachons un témoin avancé, qui repose sur le Nummulitique de la Série II et constitue le P. L'Ofre, témoignant, pour cette écaille, d'un chevauchement minimum de 6 kilomètres par rapport à son substratum.

Si, géologiquement, la Série II constitue, du col de Soller à Lluch, et de la Sierra Alfabia au versant S.E. de la vallée d'Orient, une même unité structurale, elle ne participe pas moins orographiquement à la constitution d'éléments très distincts; ce sont, d'une part, l'ensemble des hauteurs, alignées ou juxtaposées, qui s'étendent de la Sierra Alfabia au massif du P. Massanella, d'autre part, la zone déprimée, qui fait suite au S.-E. à ces hauteurs et constitue les vallées parallèles ou en coulisse de Buñola, Comasema et Sollerich. Cette dernière zone se continue géologiquement par les dépressions qui séparent les diverses imbrications comprises entre le P. Massanella et la région de Selva.

L'étude de ces deux ensembles fera l'objet de nos chapitres XVII et XVIII. L'utilité qu'il y aurait à en situer les divers accidents plutôt dans le sens transversal que dans le sens longitudinal sera partiellement compensée pour le lecteur — cette explication générale étant donnée — par l'examen de nos profils transversaux d'ensemble.

2. **La Partie S.O. de la Sierra Alfabia.** — La Sierra Alfabia forme une montagne allongée du S.-O. au N.-E., séparée du massif du Teix par l'entaille du col Soller. Sa prolongation vers le N.E. domine la vallée de Fornalutx comme elle-même domine Soller. Géologiquement, elle ne s'arrête pas au ravin de l'Ofre, ainsi que l'indique la toponymie locale : elle se poursuit jusqu'à la hauteur d'Aumallutx, par la Sierra Bonnaba, en se compliquant d'un, puis de deux vallons longitudinaux — celui de Cuba et celui de Son Torella. Les sédiments qui constituent cet ensemble se redressent au N.O. et s'appuient contre la masse du P. Mayor. Sur la tranche des replis qui les affectent repose le témoin triasique du Puig l'Ofre.

Nous étudierons successivement la Sierra Alfabia proprement dite du col de Soller à l'Ofre, la région de l'Ofre, puis les dépressions parallèles de l'Ofre à Gorj Blau et Can Reys.

Le soubassement de la Sierra Alfabia est formé de dolomies blondes du Trias, dont la disposition fait songer à un plissement antérieur au dépôt des calcaires jurassiques (fig. 163, et pl. 5, profils XXXIII à XXXIV).

Les dolomies de base supportent des calcaires saccharoïdes du Lias, pendant au S.E. Dans le

bassin de réception du torrent de Sa Coma, elles se redressent et pendent au N.O. d'environ 45 à 50 degrés.

En amont de la courte gorge par laquelle on pénètre dans le bassin de réception du torrent, on aperçoit le Trias très redressé, dont les couches pendent de 60 à 90 degrés vers le N.O. Il est formé de bancs minces de dolomies, séparées par des délits de marnes vertes qui ne laissent aucun doute sur le pendage.

Au S.O., ces couches sont dominées par des calcaires du type liasique qui semblent reposer en partie sur leurs tranches et qui se raccordent avec ceux dans lesquels est taillée la gorge du torrent. Le chemin direct de Soller à Sa Serra, qui contourne par le S.O. la dépression de ce torrent, quitte le Trias vers 200 mètres et passe dès lors sur le calcaire liasique. Mais si on le quitte à son tour et qu'on gagne le ravin passant en $x = 7^{\text{e}} 10 + 700$; $y = 44^{\text{e}} 10 + 6.200$, on retrouve les dolomies redressées du Trias sous le Jurassique.

Vers 400 mètres d'altitude le long du chemin de Sa Coma à S'Arró, ce Trias est recouvert par des couches en bancs plus épais qui forment une paroi à pic, montrant des alternances de dolomies litées et de calcaires gris sombre, quelquefois veinés de rouge. Le chemin quitte le ravin par un petit col où passe le Trias redressé, dégagé, par l'érosion, des bancs calcaires qui devaient se raccorder avec les couches de la gorge.

Sur ces assises alternantes [(2) coupe 163 D] sans fossiles, qui montrent peut-être le passage du Trias au Lias, apparaissent des calcaires saccharoïdes très semblables à ceux que nous avons jusqu'ici rapportés au Lias (3). A la partie supérieure de l'entablement qu'ils forment, se superposent 2 ou 3 mètres de calcaires pétris de gros grains siliceux roses roulés (4), auxquels succèdent de nouveau des calcaires saccharoïdes (10-15 mètres) (5) qui forment une corniche, dominée à son tour, par une autre paroi où nous rencontrons environ 10 mètres de calcaires massifs veinés de rouge (6), puis 30 à 40 mètres de calcaires gris à très petites tiges de Pentacrines et Bivalves (7). Le sommet de ces dépôts supporte une série moins résistante où l'érosion a taillé la plateforme sur laquelle est bâtie la Finca de S'Arró.

Bien que n'y ayant pas trouvé de fossiles, nous avons pu établir la coupe de ces couches dont la succession de bas en haut montre :

- 8° Des calcaires jaunes et rougeâtres gréseux à sections d'huîtres, avec bancs noirs, sur lesquels est bâtie la maison elle-même.
- 9° Calcaires massifs veinés 5 mètres.
- 10° Calcaires à gros grains siliceux roses.
- 11° Marno-calcaires gris terreux paraissant appartenir au Lias supérieur.
- 12° Grès à gros grains de quartz arrondis.
- 15° Lias supérieur ou Bajocien à *Cancellophycus*.

Sur ces couches reposent deux nouvelles séries stratigraphiques par le jeu d'un dispositif imbriqué.

a) Un premier ensemble formé de bas en haut de dolomies triasiques (14) de calcaires saccharoïdes (15), de Lias supérieur à *Tmetoceras scissum* (16), puis de Tithonique (17), en fausse brèche rose.

b) Sur cette masse, qui ne semble représenter qu'un accident local, reposent des dolomies du Trias (18), des calcaires massifs (19), le Lias supérieur localement accompagné de Bajocien (20), le Tithonique (21), puis à nouveau des marno-calcaires analogues à ceux du Lias supérieur, et les calcaires liasiques massifs. On verra plus loin que tout ce que nous réunissons dans le paragraphe b) représente sans doute le flanc normal (inférieur) et le flanc renversé (supérieur) d'un synclinal déjeté, ouvert face au N.O.

A la hauteur de la Finca de S'Arró, le sentier gagne, par des lacets, le pied de la paroi qui domine la bande des couches tendres du Lias supérieur au bord desquelles est bâtie la maison. Vers le S.O., le méplat dû à ces assises facilement attaquables par l'érosion se rétrécit jusqu'à disparaître. Vers le N.E. ces mêmes bancs marno-calcaires subissent un laminage progressif qui les réduit à quelques mètres dans la partie où ils passent, selon le tracé schématisé sur la carte, sur le versant de la montagne qui domine la cuvette de L'Ofre.

La Série a), qui provoque cet écrasement, n'est pas complète partout. A la hauteur de la Finca, il semble que ce soit par le calcaire liasique que se fasse le contact. C'est à ce niveau que

jaillit la source de S'Arró. Mais à une centaine de mètres plus au N.E., on voit s'intercaler au pied du calcaire un banc de dolomies blondes à faciès triasique. Plus loin, dans la même direction, Lias et Trias disparaissent rompus et laminés, et les couches tithoniques de l'élément a) reposent sur le Lias supérieur de S'Arró. Enfin, plus loin, vers le N.E., encore, le niveau des marno-calcaires



FIG. 163. — Coupes en série à travers la Sierra Alfabia (Ech. 1/15.000*).

de S'Arró supporte à nouveau le calcaire liasique, sur lequel repose, tout au bout du sentier qui se termine à cet endroit, le Tithonique écrasé par le Trias de l'élément b).

Les distinctions stratigraphiques ne peuvent guère être basées que sur des caractères lithologiques.

Toutefois, vers l'endroit où le Trias et le Lias sont rompus, les marno-calcaires nous ont fourni la faunule aalénienne mentionnée page 57.

A l'inverse de la Série a) qui s'amincit et devient presque virtuelle vers le S.O., la série supérieure, au contraire, prend son maximum d'ampleur dans cette direction. Comme la première, elle provoque dans la topographie, du fait des couches tendres du Lias supérieur et du Tithonique, un méplat, un « balcon » au profil adouci qui domine la succession des parois abruptes de la montagne et se trouve dominé, à son tour, par la paroi que déterminent les couches à pendage S.E. du sommet.

Notre coupe 163 D montre la succession suivante depuis le « balcon » de S'Arró :

13°	Lias supérieur de S'Arró.	
15°	Calcaire liasique	100 mètres.
16°	Marno-calcaires (lias supérieur)	20 —
18°	Dolomies du Trias	40 —
19°	Calcaires liasiques	40 —
19° bis	Calcaire lité clair.	10 —

20° Calcaire lité clair à rognons de silex.	6 mètres
(Caractère presque général du Lias supérieur.)	
21° Tithonique comportant des fausses brèches grises et roses.	8 —
22° Marno-calcaires lités.	4 —
Eboulis.	
Au pied même du point 1.064 nous avons pu compléter cette coupe et voir (coupe 163 C) :	
21° Tithonique en fausse brèche blanche.	3 mètres.
21° bis Fausse brèche blanche et rouge.	4 —
22° Lias supérieur à zoophycos.	6 —
22° bis Marno-calcaire à taches de rouille	8 —
23° Calcaire à gros grains de quartz roulé et bancs de grès grossiers	3 —
24° Calcaire saccharoïde.	

Les autres coupes montrent que ces couches, avec des développements variables, se poursuivent sur plus de 2 k. 5 vers le S.O.

A la hauteur de la maison¹ ($x = 7^{\text{e}}10 + 2.200$; $y = 44^{\text{e}}10 + 6.200$), qu'il domine, un mamelon où les couches apparaissent très froissées rompt la monotomie du méplat de Sa Serra.

Nous croyons pouvoir le considérer comme le seul reste échappé à l'érosion des couches litées du Tithonique supérieur ou du Néocomien inférieur qui devaient constituer le cœur du synclinal.

Les couches dont nous avons établi la succession se poursuivent ensuite vers le S.O. A 50 mètres de la ferme, un coin de calcaire de type liasique y apparaît, puis un second, non loin de l'endroit où le chemin quitte les marno-calcaires couverts de terres cultivées, pour entrer dans le ravin rocailleux qui descend vers le col de Soller². A partir de ce point, la bande des terrains du méplat de la Serra s'effile de plus en plus, pour se terminer à 2.500 ou 3.000 mètres de la maison face au pli couché du versant sud du Teix.

Pour mieux étudier le sommet de la montagne, reprenons, en la coupe à l'amont de la source. On y voit les couches indiquées figure 163 B.

La paroi qui domine les couches supérieures du Lias supérieur est formée de calcaires saccharoïdes analogues à ceux du Lias, mais plus lités (24). Ce sont eux qui constituent l'arête par laquelle culmine la montagne. Ils supportent, appuyés contre eux, avec un pendage de 30 à 40 degrés vers le S.E., des calcaires marno-gréseux ternes lités (a), des bancs de dolomies (b), dont l'attribution au Trias est très sujette à caution; enfin, sur ces dolomies viennent des calcaires saccharoïdes massifs liasiques (c), qui semblent former l'élément essentiel du versant S. de la Sierra.

Cette arête de la Sierra Alfabia, et en particulier la partie qui avoisine le col de Soller, a été fortement attaquée par les agents atmosphériques. Les lapiez masquent par leur sculpture régulière le véritable pendage des couches. Elles paraissent toutefois, vers le point 1.000 qui domine Honor, être rapprochées de l'horizontale.

Quant à la grande masse de calcaire qui constitue l'élément principal de la montagne à cette extrémité, elle paraît coupée de failles obliques.

Le fait suivant, entre plusieurs, montre que des accidents encore ignorés, affectent cette masse calcaire.

Lorsqu'on suit le chemin qui, de la Serra, contourne la montagne et vient, par une série de lacets, aboutir au kilomètre 20 de la route de Soller, on passe un portique, taillé dans le roc en $x = 7^{\text{e}} + 7.200$; $y = 44^{\text{e}}10 + 3.800$.

Une cinquantaine de mètres plus bas, le chemin longe et coupe une faille, dont le plan horizontal met

¹ A 300 mètres au N.E. de la maison, dans la dépression où naît le ruisseau, se trouve une source. Un grand bouquet d'arbres élevés la signale à distance.

² Coupes XXXII, XXXIII^a (portée par erreur avec l'indication XXX^a) et XXXIV, planche 5.

en contact du Lias sur des calcaires bleu foncé, à faciès triasique, par l'intermédiaire d'une bande très fortement écrasée.

Au bas des lacets, le chemin bifurque, l'une des voies menant à la Finca Alfabia, l'autre au kilomètre 20 de la route de Soller. A cette bifurcation, puis en divers points du dernier de ces chemins, on voit pointer du Trias : marnes jaunes et rougeâtres, spilites. Mais presque partout les dépôts superficiels, constitués ici par des brèches de pentes atteignant 30 mètres de puissance, masquent la roche en place.

Du col à Soller, seuls quelques pointements de gypses et de marnes bariolées apparaissent entre les kilomètres 21 et 22 et vers la borne 24.

Mais la ligne exacte de démarcation du Lias et du Trias dolomitique nous est restée cachée partout ; ce fait laisse un important problème en suspens.

3. Extrémité N.E. de la Sierra Alfabia. — On a vu que la bande de Lias marno-calcaire de S'Arró se réduisait à peu de mètres et semblait se continuer par des couches redressées et écrasées qui passent sur le versant du Plà de l'Ofre.

La bande supérieure de marno-calcaires subit un sort analogue ; coupée d'une faille à l'aplomb de la Finca de S'Arró, elle paraît aussi s'écraser et se poursuivre en obliquant à l'E. dans le fond du ravin taillé entre Alfabia-1.068 et le point 1.000 situé immédiatement au N.E. ($x = 7^{\circ}10 + 3.990$; $y = 44^{\circ}10 + 6.300$).

Nous allons retrouver ces couches dans le haut de la coupe relevée par le chemin de l'Ofre.

Les alluvions sur lesquels est bâtie la ville de Soller s'étendent au pied de la Sierra Alfabia jusqu'au village de Biniaraix.

Dans le village même, le chemin entame un peu le Trias formé de dolomies en gros bancs de 1 mètre ou 1 m. 50 d'épaisseur, puis de dolomies en lits de 0 m. 05, enfin, de calcaire bleu foncé, massif, à grain fin.

Biniaraix est situé exactement au débouché, dans la plaine de Soller, d'un ravin qui entaille perpendiculairement à son axe la Sierra Alfabia. Ce barranco très profond présente des parois abruptes presque inaccessibles. Particulièrement resserré dans sa partie inférieure, il se divise en deux branches qui contournent une masse de roche en pyramide de 100 ou 150 mètres de haut, dans laquelle la stratification apparaît très chaotique. C'est à cette place que le passage prend le nom expressif de S'Estret. En amont s'étagent trois paliers, dont le plus élevé aboutit au Plà de l'Ofre (pl. 5, profil XXXV).

Passé la pente par laquelle on accède au troisième palier, la coupe comporte des dolomies triasiques pendant au S., sur lesquelles repose du calcaire liasique. A ces couches fait suite une bande de marno-calcaires écrasés, analogues à ceux du Lias supérieur, puis un calcaire zoogène dont l'attribution au Lias reste douteuse. Enfin vient une dépression ou un évasement des parois de la gorge, correspondant à une bande plus large de marno-calcaire redressé.

Les habitants ont profité de cette roche tendre pour y tracer un sentier qui gagne, en évitant le Plà de l'Ofre, la fontaine de ce nom. Contre ces marno-calcaires vient de nouveau une masse liasique pendant, elle, légèrement au N.O., et surplombant les marnes du Jurassique moyen du bord septentrional de la cuvette de l'Ofre.

On verra (pl. 5, profil XXXVI) que cette dernière masse liasique paraît reposer dans un berceau de marno-calcaire. Ce dernier terrain, très plissé, constitue la majeure partie de la dépression qui sépare la Sierra Alfabia du chaînon annexe qui s'y rattache immédiatement au S. et se poursuit depuis la cote 1.000 jusqu'au S. de la cote 850.

Abstraction faite des accidents de détail qui l'affectent, toute cette bande de marno-calcaires à silex, qui se suit depuis le S. de la cote 1.068 jusqu'à Aumallutx et Gorj Blau, représente un synclinal allongé et étroit. Il comporte des replis nombreux ; des failles ou des imbrications rompent, en particulier au S. du P. 850, son flanc S., en sorte que les terrains s'y présentent redressés, la tranche en l'air. Ils supportent la masse charriée du P. l'Ofre, qui a protégé de l'érosion du poudingue nummulitique dont les couches, souvent écrasées, la sertissent.

Le synclinal l'Ofre-Aumallutx s'écrase vers le S.O. Immédiatement au S. du P. 1.068 de la

Sierra Alfabia, il est réduit à un ensemble de couches redressées pendant à 75 ou 80 degrés, pincées entre la masse de la montagne et les calcaires jurassiques qui s'appuient contre elle.

Les coupes en série que nous donnons planche 5 et figure 163 montrent ce dispositif.

Dès le haut du ravin qui, du S.O. s'abaisse longitudinalement vers le Plà de l'Ofre, la bande de marno-calcaires prend un dispositif synclinal très net et s'élargit (pl. V, fig. 3).

En même temps, le bord S.E. de ce synclinal s'individualise en une masse puissante, culminant à la cote 1.000 ($x = 7^{\text{e}}10 + 3.900$; $y = 4^{\text{e}}410 + 6.300$) et qui s'amplifie graduellement vers le N.E. en un chaînon parallèle à l'axe de la Sierra Alfabia et de la Sierra Bonnaba. C'est ce flanc S.E. du synclinal qui, devenant plus important, formera, à 1 kilomètre au N.E. de la tête du ravin, la puissante barrière qui sépare la dépression de l'Ofre de la vallée de Comasema.

Dans le haut du ravin donc, les assises pincées sont verticales, mais un accident de détail, sans doute, les couche contre des calcaires « café au lait » horizontaux (28) (fig. 163).

Il se peut que le pli synclinal soit doublé localement, car, au point où se fait le changement de pente, des calcaires « café au lait » apparaissent au milieu du marno-calcaire (27) (fig. 165).

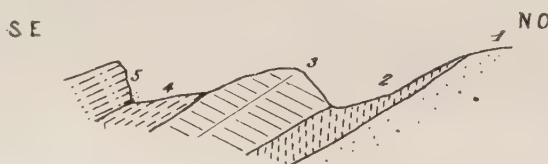


FIG. 164. — Coupe des couches à Pentacrines du ravin du Plà de l'Ofre.

Enfin, au point où le vallon de l'Ofre est complètement formé, le dispositif en synclinal, bien dessiné, montre le marno-calcaire du Lias supérieur (27) froissé, reposant sur les calcaires « café au lait » (25) par l'intermédiaire de grès à gros grains (26) ; le calcaire « café au lait » semble lui-même reposer sur le calcaire massif que, jusqu'ici, nous avons attribué au Lias.

Au fur et à mesure que l'on descend dans la vallée, le synclinal s'élargit. Mais son versant S.E. témoigne d'une légère tendance au déversement, indiquée par les plis du calcaire « café au lait ».

Sur le Lias supérieur apparaissent des marno-calcaires jaunes.

A l'endroit où le vallon s'élargit pour former la cuvette de l'Ofre, une bande de terrains semblables au Jurassique moyen, mais très écrasés, coupe obliquement la masse calcaire de la Sierra Alfabia. Il semble que ce soit la continuation de la bande de marno-calcaire liasique et de Tithonique de la Sierra Alfabia.

Près d'une légère dépression, à la hauteur des petites buttes de marno-calcaire écrasé qui rompent la monotonie de ce fond de vallée, on trouve, sous les calcaires « café au lait », des couches de calcaire sableux et marneux à Pentacrines (fig. 164).

La succession de bas en haut est :

- 1° Calcaire massif.
- 2° Lias à Pentacrines.
- 3° Calcaire « café au lait ».
- 4° Marno-calcaires du Lias supérieur.
- 5° Marno-calcaires jaunes.

4. La Cote 850 et le col de Comasema. — A partir de la cuvette de l'Ofre, un accident surgit sous forme d'une masse de calcaire liasique qui émerge brusquement du Lias supérieur plissé et qui culmine à 850 mètres. Elle demeure séparée du chaînon qui sépare l'Ofre de Comasema, par une bande de marno-calcaire du Jurassique moyen, et représente un anticlinal accessoire divisant longitudinalement en deux le synclinal de l'Ofre.

Cet accident passe sans doute sous le massif charrié du P. l'Ofre (pl. V, fig. 5).

Il est hors de doute que dans cette partie de la montagne les cassures et les écrasements se

multiplient. Nos profils XXXV à XXXVIII montrent leur succession très simplifiée. La figure 165 reproduit le détail du versant dominant le Plâ de l'Ofre au S.O. du P. 850.

- 1° Calcaire liasique.
- 2° Calcaire « café au lait ».
- 4° Lias supérieur à silix.
- 5° Marno-calcaires jaunes.
- 6° Tithonique en fausse brèche broyée.

Au S. de la cote 850, passé le ravin qui l'isole du chaînon dominant Comasema, réapparaît le Lias à silix, broyé. Mais ce Lias marno-calcaire pend aussi au N.O. Il s'appuie contre du calcaire, liasique sans doute, reposant sur du Lias supérieur marno-calcaire, dont la base constitue le versant N.O. du P. 900 (profil XXXVI bis).

Tout cet ensemble s'enfonce graduellement au N.E. et disparaît en partie dans les marno-calcaires du Lias supérieur au pied S.O. du P. l'Ofre. Sur ce Lias, vient le poudingue nummulitique, dont la surface supérieure est broyée et mylonitisée par le passage du Trias charrié.

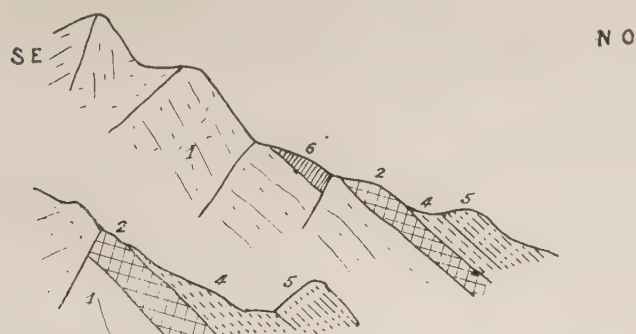


FIG. 165. — Deux coupes dans le versant N.O. de l'arête de la cote 1.000 au S.O. de la cote 850. (Ech. env. 1/5.000°.)



FIG. 166. — Coupe du col de Comasema. (Ech. 1/5.000°.)

Le Tertiaire est constitué par des couches sableuses, et surtout par des poudingues à éléments noirs, de la taille d'une grosse noix, ou d'un œuf de poule. Des conglomérats identiques ont été datés, ailleurs, par la présence de *Nummulites intermedius* d'ARCH. Nous en faisons ici de l'Oligocène, par analogie.

Le poudingue nummulitique repose en transgression sur les couches plissées du Lias supérieur. On observe une paroi, au pied S.O. de la montagne, qui montre les couches du Trias presque horizontales reposant sur le Tertiaire. Le sentier de Biniaraix à Comasema passe à une centaine de mètres en aval de cette paroi, mais la ligne d'intersection de la surface mylonitisée et de la surface topographique se suit à flanc de coteau, vers le S.E., et on la retrouve notamment au col, en amont du sentier, tout près d'un grand mur qui suit la ligne de partage des eaux.

En ce point, on note la coupe suivante (fig. 166) :

- 1° Marno-calcaires à *Haplopleuroceras subspatum* BUCKM.
- 2° Poudingue nummulitique.
- 3° Mylonites.
- 4° Dolomies du Trias.

Depuis le col, la paroi à base de mylonite qui ceinture le pied du P. l'Ofre s'infléchit vers le N.E. et dessine un angle rentrant dans lequel se trouve une source ($x = 7^{\circ} + 6.000$; $y = 44^{\circ}20' + 8.000$). La coupe en amont de cette source indique un pendage accentué des couches charriées vers le S.E.

Dès les abords de ce point apparaît une faille qui amène le calcaire liasique en contact avec le Trias, puis au S.E. de la paroi de calcaire jurassique se retrouve le Lias supérieur fossilifère, étudié pages 57 et 58, figure 32.

Pour se rendre de cette partie de la montagne sur son versant N., on peut passer par un sentier de chèvre qui gagne le col séparant le P. l'Ofre du sommet, en majeure partie jurassique, qui lui fait suite immédiatement au N.E. et qui se nomme le P. Cuba.

Une faille orientée S.E.-N.O. passe ici et rend l'analyse des rapports des couches assez difficile.

5. **Le Plâ de l'Ofre.** — Le synclinal que nous avons suivi dans le paragraphe 2 acquiert, à la hauteur de la cote 850, une largeur de 4 à 500 mètres.

Borné au S. par la cote 850 et le chaînon étudié dans les pages qui précèdent, il est limité au N.O. par les assises calcaires tranchées par la cluse du torrent de S'Estret (voir la carte géologique).

Au pied N.O. du Puig l'Ofre, un col atteignant, à son point le plus bas, environ 825 mètres, partage les eaux tributaires du torrent de S'Estret de celles du vallon de Cuba.

On a vu sur notre carte et planche 5 le dispositif de la partie du synclinal qui avoisine la maison de l'Ofre.

Il est probable que la bande très étroite des couches marno-calcaires, écrasées et, de ce fait, méconnaissables, qui atteint le synclinal de l'Ofre au N.O. de la maison représente la terminaison du synclinal de S'Arró.

Au N. du Plâ, le long du chemin gagnant le vallon de Cuba, existent deux bonnes sources. Elles émergent sur des marnes bleuâtres qui ressemblent fort à celles du Gault, mais que, vu leur position, nous rangeons dans le Jurassique moyen ou le Lias supérieur.

Au N. de la plus septentrionale s'élève la masse de calcaire liasique que nous avons supposée en recouvrement et pincée dans un berceau de Lias marno-calcaire. Coupant transversalement les affleurements, on atteint, après un nouvel élément de calcaire liasique, la paroi qui domine le premier affluent de l'Est du torrent de l'Estret. Cette coupure, à son tour, paraît coïncider avec un nouvel accident par lequel le calcaire liasique s'appuie contre des marno-calcaires du Lias supérieur.

Ainsi, apparaît nettement, dans ce bord N.O. de la zone de marno-calcaires, une structure isoclinal, presque imbriquée (pl. 5, profil XXXV; pl. 6, profils XXXVII-XXXVIII).

Dans les cailloux des champs, aux abords du col qui sépare la dépression de l'Ofre de la vallée longitudinale Cuba-Aumallutx, nous avons trouvé des débris indéterminables d'Ammonites. NOLAN y avait recueilli *Ludwigia* cf. *rudis* BUCKM.⁴, fossile que nous avons déjà signalé au pied du versant opposé du sommet charrié.

Nous retrouvons encore ici, comme au pied S.O. et S.E. du P. l'Ofre, le poudingue nummulitique transgressif sur les plis du Jurassique et surmonté par la masse du Lias charrié.

Le bord N.O. du synclinal est encore constitué par les calcaires massifs signalés auprès des sources de l'Ofre. Considérés dans leur ensemble, ces calcaires constituent, depuis le col jusqu'à Gorj Blau, sur 8 kilomètres de long, l'arête rocheuse aiguë et aride qui limite le synclinal Cuba-Aumallutx et qui culmine à la cote 950 au N. de P. l'Ofre, à la cote 950 au N. de Cuba, et au Puig de Sas Viñas, au N.O. d'Aumallutx.

Cette arête est séparée de la Sierra de Bonnaba, proprement dite, qui lui est exactement parallèle, par une dépression longitudinale où affleure le Trias : la vallée de Son Torrellas (du nom de la Finca qui y est bâtie).

Cette dépression comporte orographiquement trois tronçons : le plus occidental est entamé par un ravin déversant ses eaux dans le torrent de l'Estret de l'Ofre; à la hauteur du point

⁴ C'est sans doute de cet affleurement que provenaient les fossiles douteux attribués par HERMITE à l'Oxfordien (thèse, p. 129). Nous n'avons trouvé dans toute cette région que des fossiles du Lias supérieur. Le Bajocien y est peut-être représenté; nous ne pensons pas que l'Oxfordien y existe.

$x = 7^{\circ}10 + 5.200$; $y = 44^{\circ}10 + 9.400$ est un col à partir duquel la dépression est occupée par un ravin incliné au N.E. L'extrémité N.E. de la dépression est parcourue, enfin, par un ruisseau coulant vers le S.O. Ces ravins qui sont inclinés en sens contraire, dans le prolongement l'un de l'autre, se rejoignent à la Finca de Son Torellas. Une cluse perpendiculaire à la direction des couches déverse les eaux des deux torrents dans la vallée de Cuba. La longue crête, principalement jurassique, de la Sierra de Bonnaba sépare la partie occidentale de la dépression de Son Torellas de la vallée parallèle de Fornalutx.

Le bord S.E. du synclinal de Cuba est constitué par la suite des couches de calcaire massif et des grès grossiers du Lias que nous avons décrits entre la cote 1.000 et le col de Comasema.

Ces couches, qui ne sont que localement recouvertes par le témoin du Puig l'Ofre, réapparaissent au N.E. du témoin, forment la cote 1.000 en amont de Cuba, puis le massif de Tossals, et enfin les montagnes entourant au N.O. et au N. le P. Massanella.

Comme à l'O. de l'Ofre, ce bord du synclinal est coupé de nombreux accidents longitudinaux.

Sur les marno-calcaires froissés du haut de la vallée de Cuba repose le Nummulitique, constitué par des grès sableux jaunes passant vers le haut, à des conglomérats à cailloux noirs.

La source du pied N. du P. l'Ofre sourd au contact des couches arénacées du Tertiaire et des marno-calcaires du Jurassique.

La bande de Nummulitique prend la montagne en écharpe et s'élève graduellement vers le N.O.

A peu de distance au N.O. de la source, les assises secondaires se complètent du Tithonique, dont les calcaires roses en fausse brèche constituent une paroi nettement visible dans la topographie concave, et adoucie du flanc S. de la vallée (profil XXXVIII).

Au pied du P. 1.050 (N.E. de l'Ofre), le poudingue ou s'écrase, ou s'étire, ou s'élève trop haut dans l'escarpement de la montagne, pour que nous ayons pu le suivre. Sous lui, semble-t-il, apparaît une roche qui avait déjà attiré l'attention d'HERMITE et que MICHEL LÉVY et FOUQUÉ ont déterminée en 1879, comme étant une **Andésite à sanidine** partiellement vitreuse. Des échantillons de cette roche récoltés par nous et étudiés par M. J. DE LAPPARENT correspondent parfaitement à cette diagnose (voir profil XXXVIII).

Le grand intérêt de cette formation éruptive est que, si elle se présente à la base du Nummulitique et sur le Secondaire, elle doit être attribuée soit au Tertiaire, soit à la fin du Secondaire. Or, comme nous avons vu que, dans la généralité des cas, toutes les venues éruptives de cette région sont triasiques, le fait prend une importance particulière.

Il se pourrait toutefois que cette coulée d'Andésite — de faible épaisseur — qui prend en écharpe le flanc de la montagne se rattache à la base du Trias charrié et que ce soit par erreur que nous ayons supposé qu'elle est recouverte de poudingue oligocène. Ces couches, vu leur patine et leur décomposition, ressemblent à des grès accompagnant le Nummulitique.

C'est donc là un intéressant petit problème dont la solution demeure encore douteuse et qu'une journée de course permettrait facilement de résoudre.

6. Le Témoin de P. l'Ofre. — Le P. l'Ofre apparaît au premier coup d'œil complètement différent des montagnes avoisinantes (pl. V, fig. 5).

Les arêtes rocheuses que nous avons mentionnées se dressent escarpées et âpres, et même leurs parties les moins escarpées, sculptées par l'érosion et dépouillées de toute végétation, attirent le regard par leurs lignes nettes, leurs aspérités d'un relief exagéré par la lumière, leur blancheur éclatante.

Le P. l'Ofre élève au-dessus de ces roches ciselées et décapées ses pentes régulières inclinées à 45 degrés, couvertes d'herbe. Vu du S.O., de l'O. ou du N.O., il affecte une forme régulièrement conique; son sommet porte un amas mucroné de calcaire qui domine par une petite paroi circulaire les pentes de la montagne, et ses flancs au N. et au N.O. sont parsemés de gros blocs tombés de ces parois. Cet aspect évoque la silhouette d'un volcan, et, sans doute a-t-il influé sur l'interprétation géologique d'HERMITE qui, dans ses coupes d'ensemble, a dessiné, au cœur de la montagne, une cheminée de roches éruptives.

Vers le S.E., ce cône se raccorde par des pentes moins abruptes encore au P. Cuba dont il est séparé par un ensellement peu élevé.

La régularité de ces versants n'est rompue que par de très petites parois (voir profils, pl. 5).

Le versant S.E. du Puig l'Ofre montre des dolomies triasiques régulièrement inclinées au S.E. et disposées en marches d'escalier jusqu'en haut de la montagne. Mais le contrefort qui s'avance au N.E. du gisement de fossiles aaléniens est formé de calcaire liasique butant par une faille oblique contre le Trias et le Tertiaire du pied du Puig.

Le flanc E. du Puig est coupé d'une lame de calcaire (*b*) peut-être triasique, pincée dans les bancs de dolomies, environ 80 mètres au-dessous du sommet (pl. 5, profil XXXVII). De même, sa paroi terminale semble appartenir au calcaire saccharoïde du massif du Lias (*a*). L'ascension permet d'observer que ce calcaire est encore recouvert par des dolomies.

La descente directe sur le col du chemin de Cuba ne fournit aucune observation intéressante; par contre, si l'on gagne l'ensellement qui sépare le P. l'Ofre du P. Cuba, et si, de là, on gagne la source au N.E. du Puig ($x = 7^{\text{e}}10 + 5.700$; $y = 44^{\text{e}}10 + 8.500$), on observe une nouvelle lame de calcaire (*c*) (profil XXXVII), plus inférieure que les deux précédentes et dont la masse paraît s'amplifier énormément vers le N.E. et se continuer, par l'ensellement en question, dans le P. Cuba dont elle forme la plus grande partie. Elle est coupée au col par une paroi, assez facile à passer du reste, et repose sur des dolomies qui, elles, s'appuient enfin sur le poudingue nummulitique de la source Nord.

Depuis cette source il est facile de suivre vers le S.O. le liséré de Nummulitique, localement teinté par des marnes rosées, qui contourne le pied de la montagne et vient se raccorder au poudingue du sentier de Comasema par lequel nous avons commencé notre description.

L'interprétation des faits observés est peut-être encore prématurée. Rien ne fixe en effet l'âge des intercalations calcaires que nous avons mentionnées dans la dolomie. Si ce sont des changements de faciès d'un même terrain, le P. l'Ofre se présente comme un seul bloc, vraisemblablement triasique, charrié sur le Nummulitique du synclinal de l'Ofre-Cuba. Si on arrive à démontrer que ces bancs calcaires appartiennent au Lias, il faudra admettre que le témoin du P. l'Ofre est complexe, et que trois lames, au moins, de Jurassique s'y trouvent insérées.

La structure de cette montagne semble confirmer la seconde de ces hypothèses.

En effet, localement, sous le Trias du P. l'Ofre et son Nummulitique, apparaît un peu de calcaire. On a vu que la bande de Nummulitique paraît s'élever à flanc de coteau au pied des parois N.O. du P. Cuba pour passer entre ce sommet et la cote 1000 qui domine la Maison de Cuba.

D'autre part, le P. Cuba est formé principalement par la masse de la lame inférieure (*c*) de calcaire massif du P. l'Ofre, le Trias y étant réduit à des traces que nous n'avons su retrouver. Si donc le calcaire des lames insérées dans le Trias du P. l'Ofre ne représentait qu'un faciès de ce Trias, toute la masse de calcaire massif du P. Cuba serait de calcaire triasique. Or, partout où nous pouvons dater, approximativement, les calcaires massifs, du type de ceux du P. Cuba, ils nous apparaissent comme étant liasiques; l'attribution de cette masse de calcaire au Trias paraîtrait exceptionnelle. Donc les bancs de calcaire saccharoïde insérés dans le Trias du P. l'Ofre sont bien des lames de charriage.

Cette interprétation n'est valable, du reste, que si l'on démontre que notre hypothèse est exacte et que le P. l'Ofre et le P. Cuba font partie du même ensemble charrié. Leur observation à distance depuis le Castell d'Alaro paraît confirmer ces vues (pl. V, fig. 2), mais il convient de noter une autre interprétation qui, à la vérité, concilierait divers détails contradictoires sur lesquels nous avons passé rapidement.

Nous avons en effet admis que le Nummulitique, transgressif sur les plis du Lias supérieur, et conservé à la faveur du dispositif synclinal de l'ensemble des couches, supportait partout la masse charriée, sauf aux points où, ayant raboté ce Nummulitique, elle repose sur la tranche des calcaires liasiques redressés du bord du synclinal.

Mais on peut aussi admettre que la masse charriée reposant, comme il a été dit, sur le

Nummulitique dans la partie S.O. du P. l'Ofre a provoqué ou accentué un déversement relatif du flanc du synclinal sur les terrains secondaires et tertiaires qu'il contient. Dans cette hypothèse, la lame inférieure du calcaire liasique n'est plus charriée avec le Trias, mais représente une partie de la bordure S.E. du synclinal, entraînée et déversée sur ce dernier. La dolomie que nous avons décrite, en amont de la source, entre ce Lias et le Nummulitique ne représenterait qu'une petite fraction du Trias charrié pincé dans le synclinal qu'il a contribué à resserrer. Toute la masse du P. Cuba ne serait plus charriée dans cette hypothèse, mais représenterait simplement le bord S.E. du synclinal, déjeté vers le N.O. et recouvrant légèrement, et seulement localement, le Nummulitique. Il n'y aurait alors à invoquer aucun laminage pour expliquer l'absence du Trias, puisque celui-ci n'aurait jamais existé, que charrié au-dessus de tout le chaînon du P. Cuba à un niveau supérieur à l'altitude actuelle de cette montagne.

En d'autres termes, le P. l'Ofre seul serait charrié, par rapport à la Série II, son Trias ne serait pas complètement serti du Tertiaire sur lequel il ne reposerait que localement, toute la partie S.O. de sa masse reposant simplement sur le bord déjeté du synclinal de Cuba.

Cette interprétation serait plus facilement conciliable avec les coupes de détail que nous avons données du versant N.O. des deux montagnes qui nous occupent. Elle ne serait pas en opposition avec le tracé *observé* et *vérifié* des dépôts nummulitiques⁴, mais elle impliquerait la non-existence de la bande de poudingue écrasée dessinée, sur notre carte au N.E. du P. Cuba.

Or cette bande inaccessible a été dessinée d'après étude à la jumelle de ce versant, étude qui donne forcément des résultats incertains.

La seconde de nos hypothèses ne nous étant apparue qu'après avoir entrepris le travail de cabinet, nous n'avons pas voulu y adapter le tracé de la carte afin que celle-ci demeurât, le plus fidèlement possible, le résumé des observations faites sur le terrain.

7. Le Synclinal de Cuba, vers Cuba et Aumallutx. — La suite de la vallée d'Aumallutx montre un dispositif analogue à celui que l'on a vu dans celle de l'Ofre. Plus on s'approche de Gorj Blau, plus le resserrement du synclinal est intense, plus les assises se répètent en des synclinaux secondaires étroits, aigus et redressés.

Au S.O. de la ferme de Cuba (fig. 167) un bombement accessoire apparaît, qui montre, au pied de la paroi jurassique du P. Cuba, de fausses brèches roses du Tithonique (4) sur lesquelles le calcaire liasique est déversé. Elles reposent sur les marno-calcaires à silex du Lias supérieur (3) sous lesquels affleurent des couches de calcaire du Lias (1) qui constituent à proprement parler le bombement en question. Une couche à gros grains de quartz (2) montre par sa position que des ruptures de détail se sont produites ici.

Immédiatement au N.E. de la ferme passe le ruisseau qui fait écouler par une profonde coupure les eaux de ce tronçon de synclinal, ainsi que celles de la dépression de Son Torella, à travers le chaînon Cuba-Tossals. Au bord Est de ce ruisseau, près de la ferme, on observe, contre des grès à grains roses que nous attribuons volontiers au Lias, des couches zoogènes, où les fausses brèches se montrent truffées de petits polypiers isolés et de Brachiopodes, peut-être tithoniques, en très mauvais état de conservation.

La coupe du bord S.E. du synclinal que nous étudions peut être partiellement observée dans la cluse du torrent où apparaît le déversement très net des assises calcaires sous l'effet d'une puissante poussée orientée S.E.-N.O.

Faute de place pour donner une description détaillée de cette coupe, nous renvoyons le lecteur à notre très schématique profil XXXIX, pl. 6.

Le versant N.E. de ce même ravin donne une coupe assez différente. Nous croyons qu'une bonne part de ces différences peut être expliquée par la remontée d'axe du S.O. vers le N.E. qui affecte ici les plis. Ce massif de Tossals-Massanella est d'ailleurs de ceux qui ont été le moins

⁴ Nous avons suivi pas à pas la bande de Nummulitique depuis la source de S. du P. l'Ofre, par l'O., le N.O. le N. et le N.E. de cette montagne jusqu'au point $x = 7^{\circ}10' + 6.200$; $y = 44^{\circ}10' + 8.800$. Le tracé en est douteux depuis ce point.

étudiés par nous. Le schéma structural que nous en donnons n'est basé que sur un très petit nombre de coupes précises.

Revenons à l'étude du synclinal de Cuba, aux abords et au N.E. de la ferme.

Le fond de la vallée est ici colmaté par des alluvions, mais en divers point son y voit affluer des marno-calcaires à silex et du Tithonique, redressés et pressés les uns contre les autres.

Ce dispositif devient particulièrement net, un kilomètre au N.E. de la ferme où un éperon barrant la vallée y détermine la ligne de partage des eaux qui s'écoulent vers la ferme de Cuba, puis vers Tossals et Aumedra, et de celles qui ruissellent vers Aumallutx - Gorj Blau et le Torrent de Pareys.

Cet éperon montre la coupe (fig. 42) dont le détail est analysé dans le chapitre relatif à la stratigraphie du Jurassique.

La masse du P. Tossals et du sommet coté 1.000, qui chevauche légèrement ce synclinal

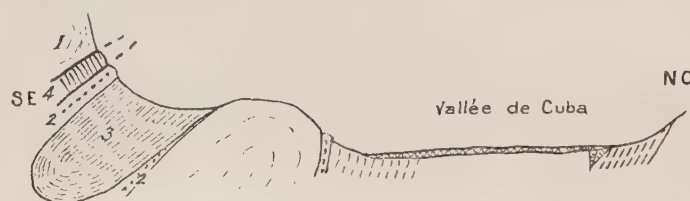


FIG. 167. — Coupe du flanc S.E. de la vallée de Cuba, 500 mètres au S.O. de la ferme.
(Ech. 1/5.000^e.)

déjeté, comporte elle-même des accidents, et sans doute y trouvera-t-on un synclinal plus déjeté et plus accentué que les autres, suite ou relai de celui que nous avons déjà mentionné auprès de la ferme de Cuba.

Le versant qui domine les maisons d'Aumallutx et le S.O. du chemin direct d'Inca montre un dispositif que l'on peut schématiser comme l'indique le profil (pl. 6). On y relève de bas en haut la succession suivante :

1° Calcaires blancs veinés.	1 mètre.
2° Marno-calcaires à faciès du Lias supérieur	8 mètres.
3° Calcaire finement gréseux brisé en fragments	10 —
4° Calcaire massif en bancs assez gros, avec bivalves et ressemblant au calcaire du Lias	6 —
5° Calcaire marneux avec grains de pyrite, très homogènes.	4 —
5° bis Calcaire siliceux durs	0 m. 20
6° Calcaires durs à silex avec huitres à la surface de bancs alter- nant avec des marnes sableuses	1 m. 50
7° Marno-calcaires sableux jaunes	2 mètres.
8° Grès fins durs en bancs de 0 m. 50.	4 —
9° Calcaire à grains de quartz roses plus abondants à la base	20 —
10° Calcaire « café au lait »	1 m. 50
11° Calcaire marneux gris dur	2 mètres.
12° Calcaire gréseux rose à Ammonites ¹	0 m. 20
13° Marno-calcaires lités du type du Lias inférieur avec <i>Cancellor- phycus</i> , silex et pyrites	60 mètres.
14° Calcaire saccharoïde massif du Lias.	

Ces assises se retrouvent au N.E. du col où on leur voit un dispositif analogue, mais leur synclinal s'élève vers le N.E. et elles y sont plus fortement attaquées par l'érosion.

¹ Si des couches oxfordiennes ou rauraciennes doivent exister dans ces parages, il est bien probable que c'est dans ce gisement qu'on en révélera l'existence. Nous n'avons pu en extraire aucun fossile.

Quant aux couches serrées du fond du synclinal d'Aumallutx, elles traversent obliquement le ruisseau. La vallée entame les calcaires massifs de leur flanc N. au point $x = 7^{\text{e}}20 + 2.500$; $y = 44^{\text{e}}20 + 2.800$. C'est dans ces calcaires que le cours d'eau a taillé la gorge étroite et assez profonde connue sous le nom de Gorj Blau.

Le synclinal, de plus en plus écrasé, passe au S. de Gorj Blau et peut se suivre dans la montagne, mais son fond s'élève aussi puisque de l'autre côté de l'éperon, c'est-à-dire dans la dépression par laquelle passe la route charretière de Gorj Blau à Lluch, le bas de ces couches ne réapparaît pas.

8. La Vallée de Son Torrella. — Cette dépression est presque entièrement creusée dans le Trias.

L'arête rocheuse qui la sépare de la vallée de Cuba est localement compliquée de petits accidents longitudinaux.

A la hauteur du col de l'Ofre on y observe deux petits synclinaux de marno-calcaires du Lias, dont le bord S.E. paraît rompu et légèrement chevauché par le calcaire massif encaissant. Les replis sont la terminaison de ceux que nous avons décrits au N.E. du Plà de l'Ofre.

Aux abords de la Finca de Son Torella, la coupe paraît plus simple (fig. 168). Un sentier (inutilisé, très difficile à trouver, inaccessible aux mulets) permet de passer de la dépression de Cuba dans celle de Son Torrella, par les escarpements du N.E. de la gorge du torrent.

- 1° Dolomie du Trias.
- 2° Marnes irisées.
- 3° Cargneules.
- 4° Dolomies.
- 5° Calcaires du Lias.

Les éboulis masquent au pied du Puig Mayor les rapports du Trias avec le calcaire jurassique de cette montagne.

Mais, si la coupe est peu compliquée en ce point, la masse de calcaires blancs massifs du Puig de Sas Viñas ($x = 7^{\text{e}}20 + 1.500$; $y = 44^{\text{e}}20 + 2.500$) ne demeure pas si simple.

A 800 mètres au N.E. de la ferme, elle s'accidente d'un synclinal de poudingue à faciès néogène (7) (fig. 168, B et C) avec intercalation de Tithonique.

Ce synclinal de poudingue se suit vers le N.E., son fond s'élève graduellement jusqu'au col situé entre le Puig Sas Viñas et le Puig Mayor.

A partir de ce col, les assises appartenant au P. 1.000 ne sont même plus affectées d'un pli correspondant au synclinal.

Les rapports de cette série, qui constituent l'arête de Son Torrella, avec le Puig Mayor sont encore à éclaircir.

Il semble, en tout cas, que l'accident longitudinal qui fait buter le Trias contre le calcaire jurassique soit la continuation de l'imbrication que l'on observe sur le versant N.O. de S'Estret. Les coupes hypothétiques que nous donnons planche 6 et 7 montreront le sens de notre interprétation.

9. La Bordure de la Série II de Gorj Blau à Lluch. — Depuis Gorj Blau l'érosion a mis largement à jour la série Moncarre-Calobra, grâce à une élévation transversale de toutes les assises vers le N.E. Sitôt passé l'éperon qui domine Can Reys, nous atteignons donc le liséré de Miocène qui marque la limite entre l'élément inférieur qu'il contourne et la masse charriée (Série II) qui le chevauche.

Nous allons décrire maintenant la partie de cette masse charriée qui borde, au S.O., la dépression de Lluch. Elle se compose principalement des assises liasiques et triasiques du bord S. du synclinal Cuba-Aumallutx. Mais, alors que la masse et la largeur de la zone occupée par ces

terrains sont assez réduites à la hauteur de Cuba, on observe déjà au Tossals une compression et un redressement en imbrications des éléments méridionaux appliqués contre ce synclinal.

Plus à l'Est encore, dans la zone d'Aumallutx où le synclinal s'écrase en une bande si étroite, les imbrications poussées contre lui prennent une ampleur si grande qu'elles suffisent à constituer le massif le plus étendu et le plus élevé de l'île après celui du P. Mayor : les montagnes du Puig Massanella (1.349 mètres).

Le synclinal d'Aumallutx, resserré et écrasé au S. de Gorj Blau, ne se poursuit par aucun accident remarquable. L'étude de la bordure de la Série II a montré que, si elle est affectée de nombreuses cassures obliques, ses couches de base sont, en somme, peu disloquées.

Elles sont constituées par une puissante masse triasique fréquemment cachée par les éboulis, depuis l'usine électrique jusqu'à l'amont de Lluch et au col de la Casa des Guix.

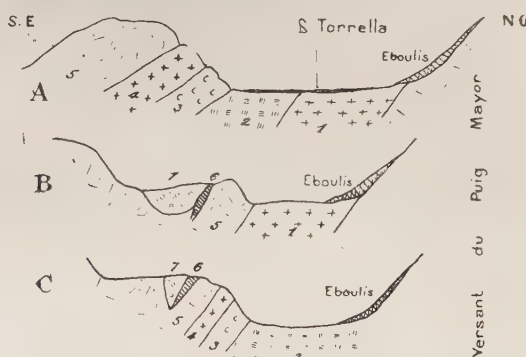


FIG. 168. — Coupes S.E.-N.O. à travers le vallon de Son Torrella. (Ech. 1/5.000^e.)

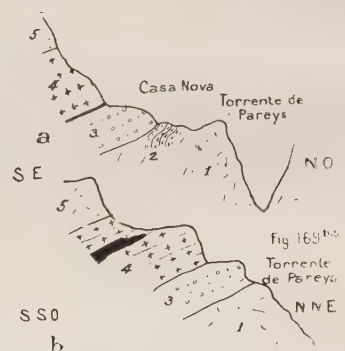


FIG. 169. — Coupes du pourtour de l'éperon de Casas Novas. (Ech. 1/5.000^e.)

Un contrefort montagneux domine, au Nord de la fabrique, l'angle formé par le torrent de Pareys et la vallée de Son Colomi-Aubarca. A son extrémité s'élève un sommet de calcaire liasique ($x = 7^{\text{e}}20 + 3.500$; $y = 44^{\text{e}}20 + 4.300$) relié aux montagnes du P. Massanella par un col. La route charretière de la fabrique à Escorca passe par ce col. Un sentier muletier accessible aux voitures sur les deux tiers de son parcours contourne au contraire cet éperon en demeurant à peu près horizontal. Il suit sensiblement la surface selon laquelle la Série II recouvre la série inférieure et présente les points de vue les plus saisissants sur le désert rocheux dans lequel est taillée la gorge du Torrent de Pareys.

Le sentier, dominé par le Trias, atteint déjà le Néogène à 2 ou 300 mètres au N. de la fabrique.

Vers celle des maisons de Casas Novas qui est en $x = 7^{\text{e}}20 + 3.000$; $y = 44^{\text{e}}20 + 5.000$, ce terrain formé de grès et de poudingues contient *Amphistegina*, *Lepidocyclina*, *Clypeaster*, *Scutella*.

Le chemin de voitures commence à cette maison.

Peu après l'avoir atteint on observe la coupe figure 169.

Au bord de la profonde entaille de la gorge, les calcaires jurassiques lités (1) se montrent redressés presque à la verticale, avec pendage au S.E. Ils enserrent des couches plus marno-calcaires, sans doute liasiques (2). Les grès et conglomérats qui les recouvrent en transgression sont beaucoup moins plissés (3) et supportent le Trias charrié (4) dont les assises presque horizontales forment une haute paroi dominant la route et couronnée par des calcaires du Lias (5).

Au N.E. de la nouvelle maison de Casas Novas, le dispositif est sensiblement le même, ainsi qu'il ressort de la coupe figure 169 bis, ici le Trias en recouvrement comporte des calcaires, des dolomies et des roches éruptives (2).

Le Trias chargé de diabases affleure encore aux abords de la route Casas Novas et du chemin de Lluch.

Selon toute apparence la bande de Miocène s'abaisse et passe à flanc de coteau en aval de la bifurcation. Nous retrouverons le Miocène en aval d'Escorca.

Le Trias, qui affleure au col et sur lequel sont établis les lacets de la route, est composé en majeure partie de dolomies litées. Mais, en amont de la maison qui se trouve à mi-pente du versant O., affleurent des marnes bleues très semblables à celles du Néogène. Ce pointement est isolé, et les éboulis empêchent d'en rechercher la continuation.

Nous avons cru, lors de la publication de nos notes préliminaires, que ce Néogène était en relation avec celui d'Escorca et appartenait à une lame ou série intercalée entre la série inférieure et celle du Puig Massanella.

Aussi appelions-nous Série I celle des calcaires du torrent de Pareys, Série II celle comprise entre le col que nous décrivons en ce moment et la série inférieure, et Série III celle qui se poursuit du P. Mas-

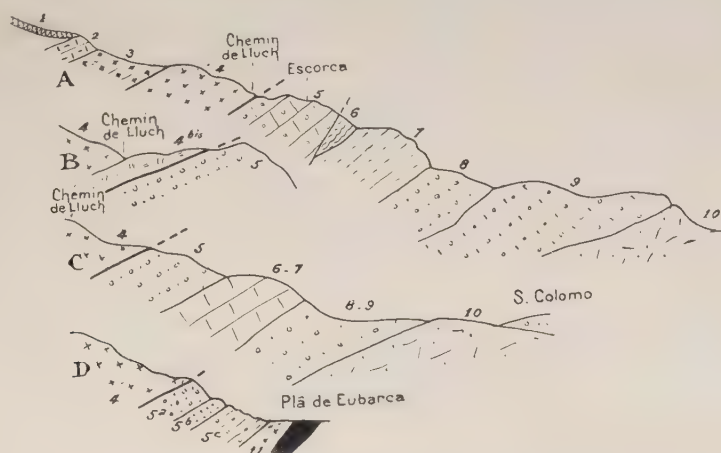


FIG. 170. — Coupes du versant N.E. du massif du Puig Massanella entre Escorca et Aubarca. (Ech. 1/5.000^e.)

sanella à la Sierra Alfabia. Dans cette hypothèse la pseudo-série II du col de la Fabrica de Electricidad nous paraissait représenter la suite de l'écaïlle de Sa Comuna de Soler. Cette interprétation se heurtait par ailleurs à bien des difficultés. Un nouveau séjour fait au Monastère de Lluch en 1920 nous a fait adopter les hypothèses qui servent de cadre à la présente description, à savoir que l'écaïlle de Sa Comuna est localisée aux abords immédiats du P. Mayor et que, si elle se retrouve dans le P. Roig, elle ne paraît en tout cas pas être d'amplitude à s'étendre jusqu'à Escorca. C'est à la Série II, telle qu'elle est définie dans le S.O. de la chaîne, qu'il faut donc rapporter toutes les montagnes du massif de Massanella. Si l'existence du Néogène au col d'Escorca est démontrée, on pourra sans doute l'attribuer à un accident tout local de la Série II.

Il est fort malaisé d'établir une coupe du versant compris entre le pied des parois liasiques du massif de Massanella et le fond de la vallée de Son Colomi.

Nous ne donnons qu'à titre de simple indication celle que nous avons relevée à la hauteur d'Escorca (fig. 170).

Au pied des parois liasiques s'étend une zone d'éboulis (1) assez large, en dessous de laquelle se trouvent :

- 2° Calcaires lités gris 10 mètres.
- 3° Dolomie claire en bancs très minces (0 m. 10), très analogue à celle que nous avons décrite dans les collines du pied Nord du Planicié, coupée par places de bancs plus épais 60 —
- 4° Dolomies en gros bancs. 20 —

Cet ensemble paraît représenter la base de la Série II. Il repose sur :

- 5° Calcaires bleus et conglomérats bréchoïdes de type miocène.
- 6° Débris de calcaires lités à tubulures, identiques à ceux du Trias.
- 7° Fausses brèches calcaires.
- 8° Poudingues écrasés du Néogène.
- 9° Brèches néogènes.
- 10° Calcaires massifs du Lias.

Les calcaires à tubulures et les fausses brèches paraissent appartenir au Secondaire. C'était leur présence qui nous avait confirmé dans l'idée de l'existence d'une écaille intermédiaire. Toutefois le caractère douteux des couches bleues bréchoïdes d'Escorca, le fait que la disposition du calcaire à *Fucoïdes* impliquerait un renversement de l'écaille supposée, paraissent rendre bien invraisemblable cette interprétation. Peut-être ces couches — du reste indéterminées — ne sont-elles amenées dans cette position que par un repli local.

Un demi-kilomètre au S.E. d'Escorca, le chemin de Lluch longe des champs en contre-bas de la route, champs à peu près horizontaux ou faiblement inclinés, et qui atteignent les escarpements boisés de chênes qui dominent le fond de la vallée Aubarca - Son Colomo (coupe 170, B).

Ces champs sont sur du Trias (4) qui comporte ici des argiles rouges — où existent quelques dolines (4 bis) — et repose sur le Néogène.

Un peu plus au S.E. encore, à la hauteur de Son Massip (coupe 170, C) on peut observer dans une coupe, parallèle à celle que nous venons de mentionner près d'Escorca, une intercalation bien plus nette de couches, sans doute secondaires, dans le Néogène.

Le chemin de Lluch à Escorca passe à flanc de coteau sur le Trias (4) au niveau de Son Massip; ce Trias repose sur du Miocène, parfaitement caractérisé (5) par ses conglomérats et ses marnes, auquel fait suite, vers l'aval, une masse de calcaires durs, gris bleu, dont l'attribution au Trias ou au Lias reste à préciser, mais dont le faciès exclut l'idée qu'ils puissent être miocènes (6-7).

Epais d'une soixantaine de mètres, ils recouvrent du Miocène (8-9) qui, par des conglomérats et des marnes typiques, repose sur le Jurassique (16), aux abords de Son Colomo. Ici donc, on observe de façon certaine l'intercalation d'un élément secondaire — peut-être un simple anticlinal — dans le Néogène, mais un peu plus à l'Est entre Son Massip et Aubarca, la coupe reprend son unité sous le Trias (4); on y observe (fig. 170, D) :

- 5a Grès miocènes à *Clypeastres*.
- 5b Grès à polypiers.
- 5c Alternances de bancs de grès durs et de marnes.
- 11° Trias chargé de terrains éruptifs (6) de la dépression d'Aubarca.

Ce Miocène paraît bien se poursuivre jusqu'à Escorca, nous l'avons observé non seulement aux coupes résumées ci-dessus, mais en divers points à l'aval de la route où, soit qu'il se compose de grès à *Amphistégines*, soit qu'il présente le faciès bréchoïde à *Clypeaster*, il est partout subordonné au Trias du flanc de la vallée.

La route de Lluch à Aubarca l'entame sur 7 à 800 mètres, depuis le Monastère jusqu'au milieu des lacets par lesquels elle descend à Aubarca. C'est lui qui affleure au Calvaire et à la Vierge de Lluch; il constitue une bonne partie des parois qui entourent au Sud-Est et à l'Est le Plà de Aubarca.

Beaucoup des lapiez si remarquables que contourne la route de Lluch à Ausinas sont taillés dans le Lias massif, mais ce terrain supporte, soudés à lui, les conglomérats et les grès à *Amphistégines* du Miocène que l'on peut observer le long du chemin de Pollensa entre la route royale et Son Menta.

Le Trias de la Série II recouvre ces éléments de la série inférieure et constitue tout le cirque de hauteurs qui entourent le Monastère à l'O., au S. et au S.E.

10. **Le Massif de Massanella.** — Tant orographiquement que géologiquement ce massif se compose de deux éléments, savoir :

a) Un premier chaînon de hauteurs calcaires dessinant un arc concave vers le S.E., et qui se suivent, du Coll des Guix par le N. du P. Massanella, jusqu'aux crêtes qui dominent Aumallutx au S.E.

b) La masse même du P. Massanella qui, sous forme d'une imbrication peu inclinée, s'appuie contre le chaînon que nous venons de mentionner.



FIG. 171. — Coupes au col N. du Puig de Massanella (amont des Casas de Nieve).
(Ech. 1/10.000^e environ.)

Ce chaînon externe se continue vers le S.O. par le sommet de Tossals. L'imbrication du P. Massanella trouve sa continuation dans les sommets les plus méridionaux du massif de Tossals, par la description desquels nous reviendrons aux crêtes qui séparent la vallée de Comasema de celle de Sollerich au S.E. du Teix.

Nous avons donné page 37, figure 15, la coupe du Trias de la Série II, entre le Monastère et le Coll des Guix. Au point où la route royale coupe le torrent qui descend du P. Massanella, le



FIG. 172. — Coupe du Néogène apparaissant le long de la route royale de Lluch entre la Casa des Guix et le col.

profil 172 montre, sous les dolomies (1) et les marnes irisées (2), l'apparition de marnes et de conglomérats néogènes (3), appuyés à leur tour contre du Keuper (4), peut-être homologue de la couche 8, figure 173.

Des abords de la Casa des Guix, où affleurent les marnes à gypse du Keuper (c. 2, fig. 172), un chemin charretier quitte la route et pénètre dans la vallée qui vient du P. Massanella. Le fond de cette vallée est formé de dolomies et de calcaires à pistes du Trias. Son versant N. est constitué par les calcaires massifs du chaînon périphérique au Puig, pendant au S. contre lesquels s'appuie le Trias.

La vallée principale est taillée entre le pied de ces hauteurs et le Puig. A 1 kilomètre de la Casa des Guix elle reçoit les eaux d'un tronçon de ravin qui entaille le S. E. de cette montagne. A la réunion de ces deux dépressions correspond un élargissement du fond de la vallée qui est ici en partie couvert de dépôts superficiels.

Nous donnons, figure 173, une série de coupes transversales de cette vallée prises entre la maison ($x = 7^{\text{e}}20 + 7.500$; $y = 44^{\text{e}}20 + 3.000$) et la route royale.

- 1° Dolomie du Trias.
- 2° Keuper.
- 5° Lias massif.
- 6° Calcaire à grains de quartz rose.
- 7° Lias supérieur à silex.
- 8° Keuper injecté entre Lias moyen et Lias supérieur.
- 9° Dolomie du Trias.
- 10° Lias massif de la barre rocheuse dominant Lluch.

Le ravin contournant le Puig Massanella au N. ne montre pas trace de la continuation de cet accident.

A 1 kilomètre avant d'arriver au col du pied N. du Puig Massanella, une arête s'individualise entre le Puig et le chaînon externe avec lequel elle est disposée en coulisse (voir carte).

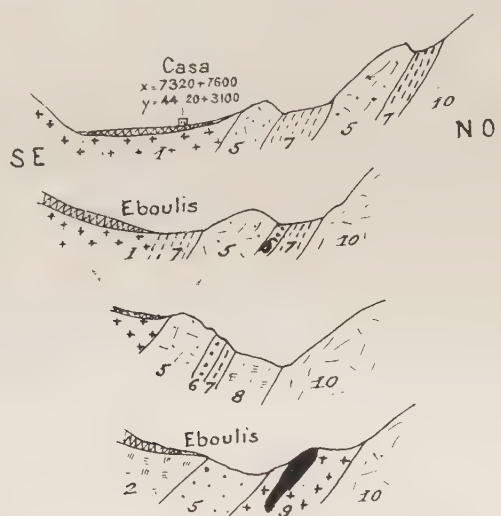


FIG. 173. — Coupes du ravin du torrent au N.E. de Massanella.
(Sans échelle.)

Ce chaînon intermédiaire représente la suite, sur la rive S. du torrent, d'un accident oblique du chaînon périphérique. Le détail et le mécanisme de ces accidents nous échappent encore. Notre carte en fournit un premier schéma.

Le Puig lui-même domine les Casas de Nieve (fig. 171) de sa puissante masse calcaire, pendant au S.E. Ces assises liasiques font du versant oriental de la montagne une surface régulièrement inclinée.

Les brèches écrasées (4), de la coupe du col N. du Puig, sont beaucoup trop douteuses et trop isolées de toute autre formation semblable pour que nous puissions les rapporter au Néogène.

La descente du col vers Tossals s'effectue dans un ravin identique à celui qui descend vers le Coll des Guix.

Dans sa partie haute sa coupe conserve l'allure indiquée dans nos précédents profils, les couches liasiques du versant N.E. se redressent très fortement et vers le point $x = 7320 + 3.500$; $y = 4420 + 1.800$ apparaît une masse de calcaire jurassique qui les recouvre en biseau.

Mais la bande triasique inclinée du N. du P. Massanella se continue, sensiblement dans la même position, et partage longitudinalement le massif de Tossals.

Dans ses grandes lignes ce dispositif est simple; les coupes très approximatives que nous donnons du col d'Aumallutx et de la cote 1.000 au N.E. du P. Tossals montrent toutefois que, outre le déversement du Trias contre le Lias et de celui-ci sur les sédiments du synclinal d'Aumallutx, apparaissent des

accidents de détail, tels que celui qui au S.E. du col intercale une lame de Lias dans le Trias (voir planche 6).

La gorge transversale qui coupe les calcaires liasiques entre le P. Tossals et le P. Massanella les montre inclinés ici à environ 40 degrés. Contre eux s'appuie une nouvelle masse calcaire découpée en une montagne de forme semi-parallélipédique qui sépare le ravin de Tossals de celui d'El Bosque. Entre ces masses existe une bande de calcaires blancs lités, de marno-calcaires gris clair, de marno-calcaires à silex du type décrit souvent dans le Lias supérieur et enfin de Tithonique rose.

Un sentier de charbonniers descend du petit col où est prise cette coupe vers la maison d'El Bosque qui se trouve au point où les deux ravins qui suivent le pied S.E. du P. Massanella sur le prolongement l'un de l'autre se rencontrent et gagnent le S.E. par une cluse étroite et profonde. Il suffit de descendre d'une centaine de mètres vers l'aval, en direction de ce confluent, pour perdre la trace du Tithonique et des marno-calcaires du Lias. Toutefois, il se pourrait que ces terrains soient masqués par les éboulis et écrasés contre le versant du P. Massanella. Cette bande de Lias serait alors la même que celle que nous décrivons ailleurs au pied S.E. du massif de Tossals.

Le fond du ravin d'El Bosque, pour autant que les éboulis y laissent voir la roche en place, paraît formé de Trias, l'arête qui le domine au S.E. pour culminer à la cote 950 apparaît constituée de calcaires massifs. Elle représente une imbrication plus méridionale que celle du P. Massanella et qui fait partie du cortège de plis brisés et redressés qui s'appuient les uns contre les autres dans cette partie de la chaîne, depuis les abords de Caimari et de Campanet.

Le col compris entre l'arête E. du P. Massanella et la cote 950 nous ramène dans la vallée par laquelle nous avons commencé l'étude de ce massif, vallée qui est aussi dominée au S. par les masses calcaires qui continuent vers le N.E. l'arête de la cote 950.

CHAPITRE XVII

LA SÉRIE II A L'ORIENT DE LA SIERRA ALFABIA

1. Région de Buñola. — Ayant indiqué l'ordre de nos descriptions dans un précédent chapitre, nous aborderons directement l'étude de la Série II dans la région de Buñola, c'est-à-dire aux confins de la zone décrite dans notre chapitre XIV.

Dans cette partie de la chaîne, la Série II forme deux ensembles aussi différents par leurs détails géologiques que par leur aspect extérieur.

Immédiatement au S.E. de la Sierra Alfabia, c'est un dispositif synclinal coupé de nombreux accidents ayant produit des chevauchements locaux; puis à l'orient de cette dépression ce sont les masses puissantes et relativement peu disloquées de la Comuna de Buñola. Ce dernier massif est limité au N.E. par un ravin que nous nommerons : Gorge du torrent d'Orient.

A l'Est de ce ravin, la Série II supporte des éléments de la Série III. Il ne semble pas que les terrains de cette dernière se soient conservés dans le massif de la Comuna et du Mamarich, qui doit être entièrement formé par les assises de la Série II. On n'y observe, en effet, que les dolomies du Trias, surmontées par des calcaires de type jurassique, pendant dans l'ensemble au S.E. et constituant le haut des contreforts qui, au S. et au S.E., descendent du Mamarich vers la plaine.

Buñola est bâti sur le Trias au pied S.O. du massif de Mamarich dont une partie fut figurée dans les coupes de M. DARDER ([18], p. 70, fig. 17, pl. XVIII). Au haut d'une série triasique, plus complexe qu'il ne paraît à première analyse, des parois verticales y représentent en partie le Jurassique. Ces couches pendent au S.E.; on les trouve à une faible altitude, en amont du cimetière de Buñola; ce même terrain, reposant sur les dolomies du Trias, est coupé par le ravin et le chemin d'Es Cocons.

Le fond du Barranco qui remonte d'Es Cocons vers la cote 600 est taillé dans les dolomies triasiques; les parois qui l'encaissent et les sommets qui le dominent sont en calcaires jurassiques.

Une disposition identique caractérise le ravin plus important, parallèle au premier, qui s'insère 800 mètres plus à l'E., entre les cotes 600 et 650. Il en est de même, enfin, de celui de Son Begantell.

Du fait de l'inclinaison des couches, la colline comprise entre Es Cocons et Estremera Novo paraît entièrement constituée par du Jurassique. Mais l'allure tranquille de ces couches pourrait bien être plus apparente que réelle.

Un bref examen y montre en effet des bancs, pendant de 30 degrés vers l'E., parmi lesquels prédominent des calcaires gris à sections de bivalves à test très épais. Sur ces couches viennent 2 mètres de calcaires lités, puis des calcaires massifs en gros bancs; 250 mètres plus au S., des fausses brèches d'apparence tithonique, pendant à 60 degrés au S., apparaissent dans les garigues.

A partir du chemin de Son Begantell, on atteint là zone, couverte d'une couche blanche de travertins calcaires superficiels, qui ceinture le pied des collines et rend toute observation impossible.

Remontant le Barranco qui débouche vers la ferme d'Es Cabas et qui, dans sa partie supérieure, entame le pied S.E. du Mamarich, on observe les particularités suivantes :

La ferme d'Es Cabas est bâtie sur le cône de déjection issu du ravin. Ce cône surbaissé est couvert d'une croûte de travertin bréchiforme, jaune, très dur, qui est entamée elle-même par le lit du torrent. A 1 kilomètre de la maison, on atteint la roche en place, qui présente l'aspect des dolomies du Trias. Tout

le fond et une partie des parois du ravin y sont creusés. Au-dessus des dolomies, litées en bancs d'épaisseur variable, se dressent les parois à peu près verticales de calcaires jurassiques.

Le fond du ravin demeure dans le Trias sur plus de 1 kilomètre.

Vers l'amont, son fond atteint le calcaire jurassique. Mais l'observation des limites de ces terrains est rendue difficile par la brousse et les travertins.

Si, une fois arrivé vers le haut du torrent, on poursuit la coupe de façon à gagner le sommet de la paroi qui domine le chemin de Buñola à Orient, on quitte des assises douteuses mais analogues à celles du Jurassique, pour passer à des dolomies qui leur paraissent subordonnées.

Ces dolomies en couches minces, litées et très froissées, pendent au S.S.E. d'environ 65 degrés, comme cela se peut voir fort bien aux abords de la cote 800. On observe au col par lequel, entre les cotes 800 et 700, passe un chemin qui conduit à la route directe d'Orient à Buñola l'effilement, vers le N.E., de la masse synclinale de calcaire du Lias (fig. 174).

Si de ce col on descend vers celui d'Orient auquel aboutit le chemin, on trouve de haut en bas des dolomies marno-sableuses, puis des marnes gréseuses, qui reposent, au col même, sur le Néocomien.

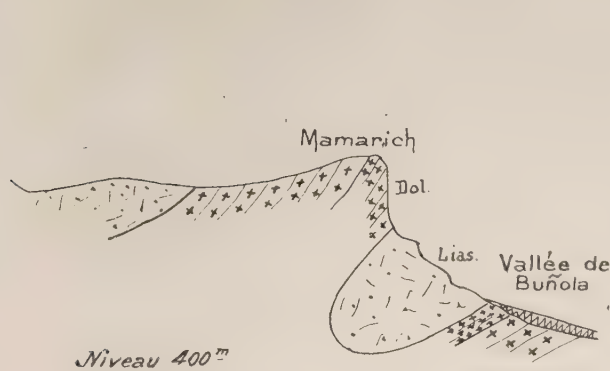


FIG. 174 a. — Coupe de Sa Comuna de Buñola en face de Honor.

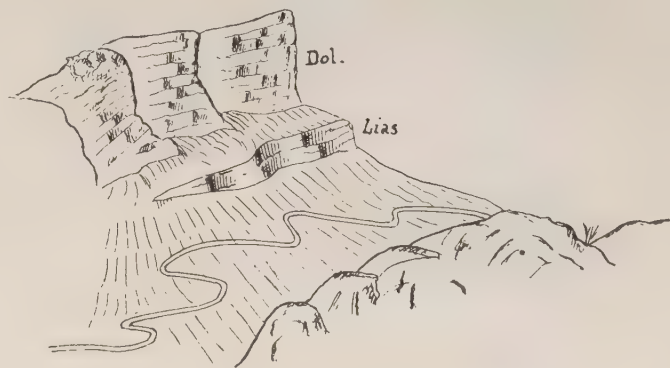


FIG. 174 b. — Vue de l'extrémité N.O. de l'arête de Sa Comuna de Buñola prise de la cote 700.

Il résulte de ce qui précède que le massif Comuna-Mamarich se présente comme une masse de dolomie triasique et de calcaire jurassique affectée d'un repli synclinal déversé au N.O.

Il est possible que le calcaire jurassique inférieur soit le même qui apparaît sous le Trias à Son Pou dans le segment transversal de la vallée qui descend vers Orient.

Quoi qu'il en soit, ce double ensemble de Trias dolomitique et de calcaire jurassique repose sur du Néocomien et du Jurassique. Ce contact apparaît au col de la route Orient-Buñola, puis à la hauteur de la ferme de Honor, enfin au flanc méridional de la vallée de Buñola en face de Son Creus. Il a déjà été signalé par M. DARDER ([18], p. 66) et par nous, mais mérite une étude plus détaillée.

Col. — Le fond de la dépression d'Orient est couvert d'alluvions. Toutefois le Trias dolomitique y apparaît vers Son Perot. Le versant S. de la vallée est bordé par des hauteurs où on suit les accidents de détail d'un pli déversé vers le N., probablement sous l'entraînement la Série II (profil XXXIII).

La partie supérieure de la vallée de Buñola est formée de Trias.

Ces deux vallées dans le prolongement exact l'une de l'autre sont séparées par une butte en majeure partie jurassique dont la constitution détaillée est la suivante :

Sur le Trias repose une masse jurassique d'une soixantaine de mètres de puissance, inclinée au S.E. Au col, ce Jurassique disparaît, surmonté de Néocomien broyé sous le Trias du massif Comuna-Mamarich.

Mais il y a plus. Si l'on suit le pied de la masse jurassique, à l'O. du col, on constate qu'un mince liséré de marno-calcaires blancs à lits sériciteux, très écrasés et broyés, sépare la masse de calcaire jurassique du Trias sur lequel elle repose. Cette bande se poursuit vers le N. jusqu'à un petit ensellement qui sépare la butte du col, des collines rocheuses qui forment le bord N. de la vallée.

Les rapports de ces couches doivent être à nouveau suivis en détail. A titre de première approximation, nous en donnons les profils (XXXII et XXXIII, pl. 5).

Le Trias du substratum est composé de dolomies sombres, mais il comporte de puissantes masses éruptives que la route coupe en divers endroits et qui, altérées et partiellement transformées en argiles, tachent les champs de rouge.

Si l'on tente de suivre la ligne de chevauchement, suivant laquelle le Néocomien du col est recouvert par le Trias du massif de Sa Comuna, on la perd dès les maquis du versant S. de la vallée.

Toutefois, à divers endroits, on voit, dans la brousse ou les champs, des blocs d'un poudingue très semblable au poudingue nummulitique. Il se pourrait par conséquent que cette bande synclinale passât bien à flanc de coteau, le Nummulitique y accompagnant le Crétacé.

Honor, Creus. — La route et le lit du torrent s'encaissent et traversent une masse très écrasée où l'on reconnaît du Néocomien et du Tithonique, couronnés par du calcaire jurassique. Immédiatement en aval jaillit sur le côté S.E. du ruisseau une excellente source dont l'émersion est provoquée par ces accidents; quelques mètres plus bas, on retrouve le Crétacé et le Tithonique chevauchés par du calcaire jurassique, ce dernier paraissant bien s'enfoncer sous le Trias de Sa Comuna.

Mais ce Néocomien, qui, au N.E. de Honor, est limité à une bande assez étroite appuyée contre le Jurassique du versant N. de la vallée, prend, au S.O. de la ferme, une extension très grande. Il y constitue le fond du ravin jusqu'au près de Son Creus, et, pincé entre le Jurassique du sommet 550 près Son Creus et le rocher à pendage S.E. qui domine immédiatement Honor, il remonte jusqu'au haut de la dépression qui sépare ces sommets.

Au premier abord, ce dispositif donne l'impression d'un faux anticlinal de Néocomien sous du Jurassique, mis à jour par crevaison de la voûte jurassique.

Il semble toutefois plus probable qu'il y a simplement pincement. Dès le col au N.E. du sommet 550 le Néocomien s'écrase, s'infléchit vers l'O. Il est accompagné de Tithonique à *Pygope diphya* (voir p. 96).

Sur le Tithonique qui repose, bien lité mais renversé, sur le Néocomien, viennent des calcaires à rognons siliceux, puis des calcaires à gros grains de quartz blancs et roses du Lias, et, enfin, du calcaire gris massif.

Cette masse jurassique appuyée sur ou contre le Néocomien pend au S. E. Elle est traversée par la route aux alentours de Son Creus et s'enfonce sous le Trias du versant S.E. de la vallée. Mais, là encore, entre elle et le Trias, apparaît le Néocomien écrasé.

En face de la ferme de Son Creus, on peut schématiser la coupe comme l'indique notre figure 175.

La bande de Crétacé s'infléchit et se bombe vers le N.E.; elle ne tarde pas à s'abaisser et, aux abords de la limite de la barre de calcaire jurassique qui traverse le vallon, en $x = 7^{\circ}10 + 600$; $y = 44^{\circ}10 + 2.500$, la coupe y indique un reploiement qui double les couches jurassiques et provoque la triple répétition du Crétacé.

Il est hors de doute que tout cet ensemble qui disparaît sous les éboulis doit correspondre pour une part aux accidents mentionnés aux abords de Honor, et qui commencent à 500 mètres de là.

Son Creus est bâtie sur le Jurassique; immédiatement en aval, la vallée entame les assises litées et puissantes du Trias, qui pendent au N. Un peu au-dessous de la ferme, un chemin quitte la route d'Orient et se dirige vers le versant de Sa Comuna.

Il ne tarde pas à se diviser en deux branches; l'une, inférieure, s'oriente au S. en suivant presque une courbe de niveau; l'autre s'élève plus rapidement contre la montagne; entre elles, et les séparant, on remarque une paroi de calcaire plus ou moins dolomitique à grain saccharoïde dont nous ne pouvons dire avec certitude s'il est triasique ou jurassique, mais qui appartient sans doute au Lias. Cette paroi coupe obliquement le flanc de la vallée comme l'indique la carte. Si elle appartient bien au Jurassique, il est probable qu'elle représente l'intersection avec le versant de Sa Comuna du Jurassique de Son Creus. Dans ce cas-là, le Néocomien étudié précédemment devrait se retrouver à la partie supérieure de cette paroi, plus ou moins écrasé sous le Trias. Ce n'est

qu'une supposition qui reste à vérifier, car il nous fut impossible de le découvrir dans la brousse et les éboulis.

Quant au Trias qui s'étend entre cette paroi et Buñola, les quelques indications de plongement que porte notre carte indiquent combien son régime tectonique est inconstant.

Au sortir de Buñola par la route d'Orient, affleurent des calcaires marneux à ciment sur lesquels reposent des dolomies en bancs minces, recouvertes par des calcaires marneux bleu sombre, lités en bancs de 0,05 m., à surface ondulée; quelques délités plus clairs portent des empreintes de *Fucoïdes*.

Au-dessus, enfin, viennent des couches marno-calcaires plus foncées, à patine jaune, à cassure bleu sombre avec tubulures abondantes. Tout cet ensemble qui mesure bien 150 mètres et qui pend de 30 degrés au N. paraît appartenir au Muschelkalk; nous n'y avons pas trouvé de fossiles.

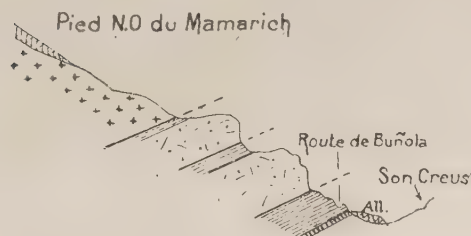


FIG. 175. — Coupe du versant N.O. de Sa Comuna de Buñola 500 mètres en amont de Son Creus. (Ech. 1/20.000°.)

(Mêmes signes conventionnels que dans les autres coupes).

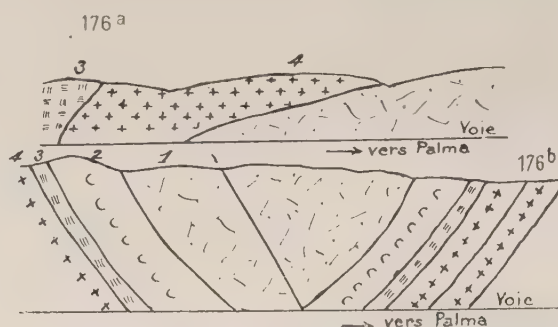


FIG. 176. — a. Coupe relevée dans la première tranchée de la voie ferrée Buñola-Palma au S.O. de Buñola; b, coupe relevée dans la seconde tranchée.

Sur le flanc N.O. de la vallée, ce même Trias constitue le contrefort du P. 550 (Creus) qui supporte la couverture jurassique de ce sommet. Par dessus les 150 mètres d'assises, attribuées plus haut au Muschelkalk, reposent des calcaires à ciment, finement lités, plissotés, qui mesurent une quarantaine de mètres. Formés de délités fins, gris clair, à tubulures, ils semblent correspondre aux couches que, par ces caractères, M. DARDER rapporte au Ladinien. Aux carrières à ciment, elles montrent un pendage de 20 degrés au S.-S.E. Mais le Trias semble avoir subi ici des efforts puissants. En amont de ces couches, on trouve des dolomies noires absolument verticales orientées S.O.-N.E.; 100 mètres plus au N. des dolomies identiques pendent au S.E. 70 degrés; au haut du contrefort, enfin, leur pendage passe au N. avec 75 degrés d'inclinaison.

Ce Trias des environs de Buñola mérite une étude spéciale. Outre qu'on finira bien par y trouver des fossiles, il comporte la trace de phénomènes orogéniques et éruptifs qu'il serait sans doute intéressant d'analyser.

Divers filons métallifères pénètrent cet ensemble et sont connus depuis le temps des Romains. Soit dans la mine, actuellement exploitée de Buñola, soit dans les mines abandonnées près d'Alfabia, on a trouvé de la galène argentifère en notable quantité.

2. Les Abords de l'Alqueria Blanca et d'Alfabia. — La continuité des assises triasiques vers le S.O. de Buñola a été signalée par M. DARDER. Ce géologue a décrit celles qui apparaissent dans la carrière de la station du chemin de fer et qui y sont constituées par du Muschelkalk et, plus loin, par des marnes bariolées à gypse. Le sommet de la colline est ici couronné par du calcaire liasique. Mais les rapports de ces terrains sont troublés par de nombreux accidents que l'on peut étudier dans les tranchées de la ligne de chemin de fer.

Dans la première que passe la voie de Buñola à Palma, on note le dispositif reproduit (fig. 176). La tranchée suivante est entièrement dans le Trias dolomitique fracturé. Dans celle qui précède la route et le pont de Son Cautet, on voit un synclinal de calcaire saccharoïde typiquement identique à celui que nous

attribuons au Lias. L'enveloppe de ce calcaire est formée par un calcaire vacuolaire (2) d'un grain identique à celui du premier. Il repose sur un lit de 1 mètre de cargneule (3) et de marnes vertes, lequel enfin est supporté par des dolomies triasiques (4) (fig. 176 b).

A partir de la tranchée suivante, la voie entame des conglomérats quaternaires puissants qui masquent les terrains en place, non seulement dans la plaine, mais contre et sur la colline de Son Cautet. A ces conglomérats s'ajoute une sorte de croûte où les débris de la roche sont ressoudés en brèche.

Dans l'ensellement qui sépare la colline de Son Cautet de celle de la station de Buñola, on n'observe que des calcaires du Jurassique, du Tithonique rose et du Néocomien; ce fait semblerait indiquer que le Lias revêt ici une très faible épaisseur.

Par contre, en s'élevant contre la colline de Son Cautet, on ne voit dans les terres cultivées qui la couvrent que des calcaires jurassiques en fragments, à l'exclusion de tout débris de Néocomien ou de Nummulitique.



FIG. 177. — Coupe du ravin situé entre la Sierra Alfabia et le P. Creus.

La question des rapports du Trias avec le Crétacé, le Tithonique et le Lias de l'Alqueria Blanca nous paraît nécessiter une nouvelle étude.

Les alluvions masquent tout contact. Toutefois, l'examen des versants O. et S.O. du P. Creus apporte peut-être quelques indices à ce sujet.

Le Jurassique qui couronne le P. Creus repose, à l'O. et au N. de ce sommet, sur du Trias qui appartient au vaste affleurement de Buñola.

Vers la Finca d'Alfabia, la masse jurassique se termine par des parois qui forment un épaulement escarpé, orienté N.E.-S.O.

Il semble que ce Jurassique soit indépendant de celui qu'on note dans la tranchée du chemin de fer, juste au bas de ce contrefort. Ce dernier, réduit à une bande étroite, avait déjà été observé par M. DARDER qui en faisait la séparation entre la dépression triasique de la zone Alfabia - Col de Soller et celle de Buñola.

Ce calcaire jurassique, vertical et resserré entre des couches de Trias, semble ici apparaître en fenêtre ou, mieux, en continuation de la série redressée à Jurassique vertical qui forme les sommets de S'Alqueria.

Nos coupes d'ensemble indiquent une faille. C'est une simple hypothèse, mais il semble bien que le synclinal très aigu, incurvé, qui a dû se produire au pied des calcaires massifs de S'Alqueria Blanca et se continuer au pied de la Sierra Alfabia, se soit rompu et que le Trias doive s'appuyer contre les couches les plus méridionales de ce Lias ou, lorsqu'ils sont conservés, contre le Tithonique et le Néocomien (pl. 4, profils XXX).

Nous sommes amené à supposer, ainsi, l'existence d'une ligne de contact anormal incurvée depuis les chaînons de S'Alqueria Blanca jusqu'à l'Est du col de la route de Buñola à Orient. Cette hypothèse se présente avec force si l'on considère le terrain depuis la cote 608 qui le domine à l'O. Reste à vérifier par des coupes de détail si c'est une explication trop schématique des anomalies structurales de la région.

L'étude des assises triasiques comprises entre le P. S. Creus et la Sierra Alfabia ne paraît pas nous avoir apporté d'éclaircissements à ce sujet.

La coupe, figure 177, du ravin qui contourne vers le N. ce sommet et passe au N.O. de Honor le montre formé de calcaire massif du Lias (1), de dolomies, litées en bancs de 0,15 à 0,20, à peu près horizon-

tales (2). Plus en aval, le Trias se montre affecté de plis, peu importants du reste, dont les axes sont perpendiculaires à celui de la vallée.

Sous la dolomie, le versant sud du ravin laisse voir des argiles bigarrées (3).

Vers l'O. la suite de tout cet ensemble forme, de l'autre côté de la vallée qui descend du col de Soller, les montagnes qui dominent l'Alqueria.

Si l'on suit vers le N.E. la bande de Trias du pied de la Sierra Alfabia, on y observe des couches très redressées qui constituent comme une lame rocheuse, parallèle au versant de la montagne dont elle est séparée par de nouvelles assises triasiques. Soit que nous soyons ici en présence d'un simple synclinal très pincé, soit qu'il s'agisse d'une véritable lame jurassique insérée dans le Trias, nous croyons que cette anomalie doit être rattachée à cette ligne de contact anormal incurvée, concave vers le S.E. que nous avons mentionnée depuis l'Alqueria Blanca.

A la vérité, on ne la distingue pas plus loin. Dès qu'on aborde la dépression d'Orient, le régime des accidents paraît se modifier.

3. La Vallée d'Orient. — Depuis le col jusqu'à Orient, la dépression présente son maximum de largeur. Le fond en est constitué, dans la partie S.E., par des dolomies triasiques, mais des dépôts superficiels s'y étendent largement.

Le versant S.E. aux abords de la cluse du torrent d'Orient est formé par des plis de calcaire liasique déversés au N.O., dont les synclinaux apparaissent sous forme d'étroites bandes de Tithonique, pincées et souvent écrasées (profils XXXIII et XXXIV).

Les ondulations du Jurassique ne sont point limitées au bord oriental de la dépression, mais constituent, en son milieu, une ligne de hauteurs qui croissent d'importance, depuis Orient jusqu'à la cote 650, au S.E. de Comasema, et plus loin encore, jusqu'aux contreforts du massif de Tossals.

Les assises jurassiques ont provoqué ainsi la formation d'un seuil de calcaire unissant Orient aux montagnes qui dominent Es Freu au S.E. Il en résulte que le torrent qui descend aux abords de Comasema par la vallée creusée au N. de la ride médiane s'écoule par la cluse du torrent d'Orient, mais que les eaux de la vallée parallèle à la première qui s'étend au Sud de la ride ont trouvé leur écoulement barré par ce seuil et se déversent en sens opposé vers le torrent d'Alaró.

Nous appellerons vallée d'Orient celle qui est parcourue par le torrent d'Orient, et vallée de Son Bernardas celle que suit le ruisseau méridional.

Le fond de la vallée d'Orient est en partie plaqué de terrains d'alluvions qui ne masquent pas complètement les marno-calcaires néocomiens dans lesquels elle est creusée.

Ce Crétacé, dès les abords d'Orient, est légèrement chevauché par le bord S.E. du synclinal dans lequel il est conservé (profils XXXIV-XXXVIII).

A Orient, le pendage du Néocomien et du calcaire jurassique qui le recouvre dépasse 45 degrés.

Au fur et à mesure que l'on pousse vers le N.E., ce chevauchement s'exagère. Le synclinal de Néocomien ne tarde pas à se compliquer d'au moins un repli anticlinal accessoire, qui fait affleurer une bande de Tithonique rose au milieu des marnes néocomiennes.

Mais le synclinal Orient-Comasema n'est pas complet, c'est-à-dire que son versant septentrional est remplacé par une ligne de contact anormal.

En effet, au lieu de trouver les couches redressées du Jurassique, qui devraient normalement le limiter au N.E., on observe au pied de la Sierra Alfabia le Trias fortement incliné au S.E. et qui paraît arriver en contact avec le Néocomien.

Localement, avec le Crétacé, ont été conservées des formations nummulitiques.

Ainsi, aux abords de Son Vidal, le pied du flanc N. de la vallée montre, en bordure de son fond recouvert d'alluvions cultivées, un escarpement formé de poudingue nummulitique identique à celui de Sollerich (profil XXXV).

Cette tache est du reste localisée. Elle est dominée par la masse du Trias et du Jurassique de la montagne. Au N. de Son Vidal, un monticule isolé montre à sa base du Trias avec dolomies et cargneules, puis, au sommet, des calcaires, sans doute jurassiques. C'est à son pied que le Nummulitique apparaît, mais ce Tertiaire ne paraît nullement inséré sous le Trias. Faisant le tour du monticule, on observe un pendage au S.E. qui s'accroît dans le versant même de la Sierra. Au N.O. de la colline, des couches de Spilites apparaissent dans le Trias.

Le poudingue nummulitique disparaît environ 300 mètres au S.O. de la Finca. La dépression tapissée d'alluvions n'est plus bordée que par les dolomies triasiques du pied S. de la chaîne, que l'on suit par Son Perrot et Cas Novas, jusqu'au pied de la barre rocheuse, qui sépare la vallée d'Orient de celle qui, dans son prolongement, descend vers Buñola.

4. La Coupe de Comasema à Sollerich. — Les rapports du Crétacé et du Trias ne sont pas plus clairs vers Comasema.

La meilleure coupe en est donnée, à la hauteur de cette ferme, par le torrent qui a capté les eaux du ravin en amont de Comasema et traverse transversalement toutes les couches jusqu'à Sollerich et à la plaine d'Alaró. Le torrent d'Orient, tronqué par cette capture, est séparé du bassin du ruisseau capteur par un très faible seuil, en aval de Comasema.

Le groupe de maisons qui porte ce nom est bâti au pied S.E. des couches redressées qui supportent ici la masse charriée du P. l'Ofre.

Le ravin longitudinal de Comasema est creusé dans le Trias du pied S.E. de ce chaînon (P. l'Ofre, P. Cuba) qui est formé ici par des dolomies litées.

Sur ces dolomies repose le calcaire jurassique du flanc S. du ravin, mais ce calcaire jurassique supporte à son tour du Trias, puis du Jurassique, en un dispositif imbriqué qui constitue les sommets cotés 800 et 900 entre Comasema et Tossals Verts.

Aux abords de Comasema, le calcaire jurassique constitue le bord Sud du vallon, le Trias se réduit à une mince bande au N. du lit du ruisseau, laquelle, avec le calcaire jurassique qu'elle supporte, paraît refoulée par déversement en retour sur le Néocomien.

Si de la ferme on se dirige vers le S.E., on ne tarde pas à trouver, sur ce calcaire jurassique de la rive gauche, du Tithonique en fausses brèches roses et vertes, où nous avons recueilli des fossiles très écrasés, parmi lesquels : *Phylloceras* cf. *Kochi* OPP. sp., *Lyloceras* sp., *Perisphinctes* sp.

Sur le Tithonique repose du Néocomien.

Au N.E. du ruisseau, qui a pris ici son orientation perpendiculaire aux accidents topographiques, la montagne se présente comme creusée d'une dépression à terres claires, dominée de toutes parts par des massifs rocheux et des bois de chênes verts.

Cette dépression correspond à un double synclinal de Néocomien, déversé vers le N.O. et en partie recouvert par le renversement de son flanc S.E.

Les profils XXXVII et les coupes figure 178 donnent, en l'exagérant, un schéma de ce dispositif.

Il semble que, au S.E. du synclinal de Crétacé, s'élève tout un anticlinal déjeté et comprimé dont les dolomies triasiques que nous venons de signaler constituent le cœur.

L'ensemble de ces couches est entamé par le torrent qui s'y est creusé une gorge étroite et abrupte.

Le chemin direct de Comasema à Sollerich suit la rive droite de ce ruisseau et y coupe des assises correspondant à celles que nous venons d'énumérer, c'est-à-dire, depuis Comasema : le calcaire du Lias (1), le Lias supérieur à silex (2), le Tithonique (3), puis le Néocomien (4). Un anticlinal de Tithonique, qui correspond à l'anticlinal déversé accidentant le pli de la figure 178 b, interrompt ici la série, puis, après avoir à nouveau traversé du Crétacé et du Tithonique, on atteint le Jurassique du bord S. du synclinal, légèrement déversé sur les couches que l'on vient de traverser.

Nous n'avons pas vu, entre le Tithonique et le calcaire jurassique, les marno-calcaires du Lias supérieur ou du Bajocien, mais il est bien probable qu'ils s'y trouvent.

Quittant la partie évasée du vallon, le chemin suit la rive droite du torrent, dans la gorge dont nous venons de parler. La coupe des rochers ainsi traversés montre des calcaires jurassiques, puis des dolomies que nous attribuons au Trias (5), puis de nouveau des calcaires jurassiques (6). Le tout est poussé du S.E. au N.O. et pend au S.E. de 35 à 45 degrés.

Vers Sollerich s'appliquent, contre le calcaire jurassique, du Tithonique formé de fausse brèche rose et verdâtre, puis du Néocomien que l'on atteint, au sortir de la cluse. L'un et l'autre sont très fortement pincés et plissotés. Nous n'avons pas vu non plus le Jurassique moyen. Ces terrains disposés en un synclinal déjeté sont affectés d'un anticlinal accessoire qui fait pointer, entre le vallon de Casas Novas et la dépression d'Aumedra, une masse jurassique prenant, vers l'O., une importance croissante. La partie principale du synclinal néocomien en est repoussée vers le S. au pied septentrional du Puig de Soncadeña et du Puig d'Alaró, etc. (profil XXXVIII).

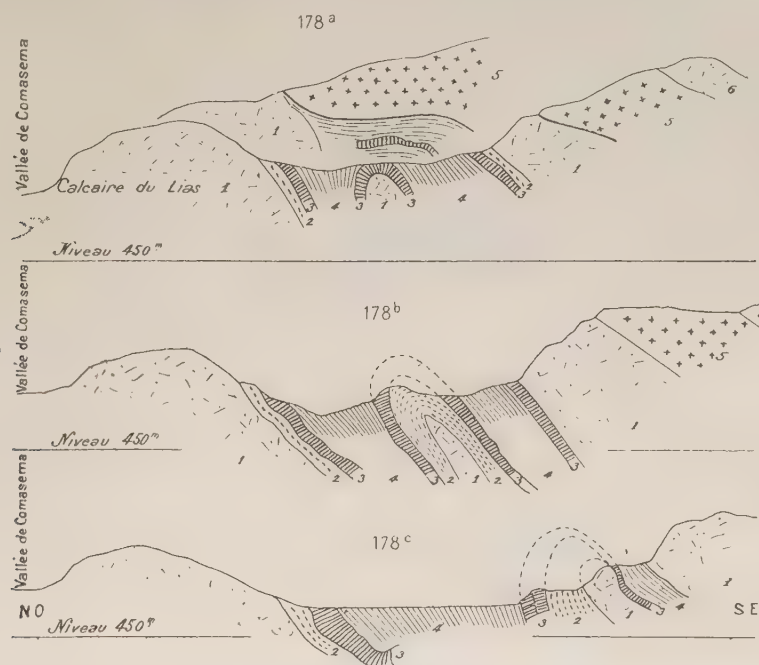


FIG. 178. — Coupes de l'extrémité N.E. du synclinal de Comasema au N.E. du Torrent. (Ech. : 1/10.000^e environ.)

Une fois passé le bombement mentionné au S. de Casas Novas, on atteint une importante masse de Néocomien écrasé au milieu de laquelle pointe un nouvel anticlinal déjeté de calcaire jurassique. Enfin, au S. de cet anticlinal, le synclinal de Néocomien, accusant un froissement bien plus fort de ses couches, supporte des poudingues nummulitiques — sans doute oligocènes — qui constituent tout le sommet coté 600 au S.O. de Sollerich.

C'est par ces assises tertiaires que se termine en ce point l'affleurement de la Série II, recouverte, à partir de ce sommet, par le Trias de la Série III qui la chevauche largement.

5. La Vallée de Son Bernardas. — Par l'analyse de la coupe précédente, on a vu que cette dépression est taillée dans un synclinal nettement distinct de celui de Comasema et de la vallée d'Orient. Son individualité va en s'atténuant, vers le S.O., d'une part, parce que la ride médiane dont nous venons de montrer l'importance, entre Sollerich et Comasema, diminue d'ampleur au fur et à mesure que l'on s'approche d'Orient, d'autre part, parce que l'axe même du synclinal complexe de Sollerich s'élève du N.E. au S.O.

Notre carte et nos coupes montrent la diminution de l'affleurement du Trias qui forme le noyau anticlinal déversé et indiquent l'allure de ce pli (pl. 5, profil XXXV à XXXVII).

Quant au synclinal de Sollerich, il présente un très grand développement de Néocomien et de Tithonique, ces couches étant surplombées par le calcaire jurassique de son flanc méridional.

Mais ce flanc correspond à un anticlinal entraîné et déversé par le passage de la Série III, aussi est-il rompu sous la masse triasique du Puig d'Alaró. Les lames et replis provoqués par cette

rupture ne sont schématisés sur nos coupes que d'une façon très approximative, faute d'une étude assez minutieuse de ces dislocations.

Au sud de Puig, la série II réapparaît, et, vers la cote 700 ($x = 7^{\text{e}}10 + 7.000$; $y = 44^{\text{e}}10 + 4.800$), elle est affectée d'une double complication.

La Série III, enlevée par l'érosion, laisse à nu la Série II dans le ravin ramifié qui descend du col du Puig d'Alaró vers la localité de ce nom. Le Néocomien y affleure, très froissé, mêlé en divers points à du

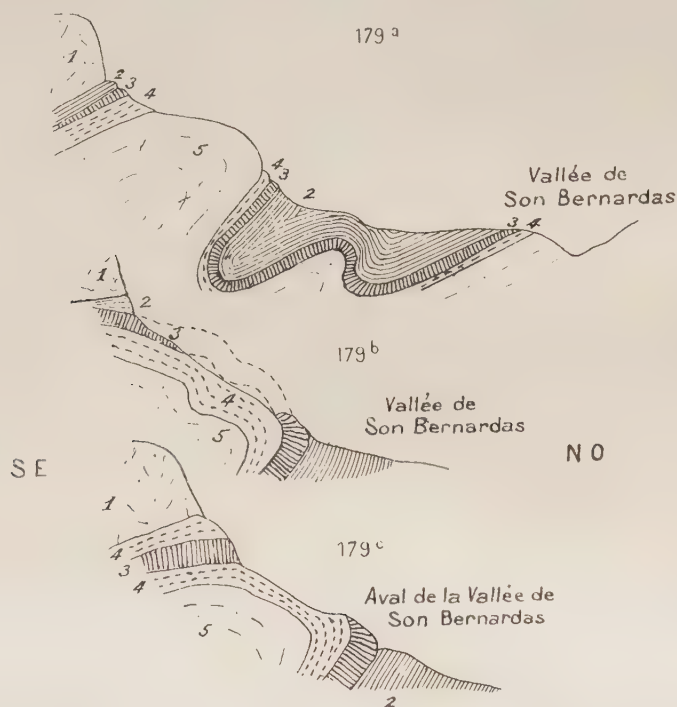


FIG. 179. — Coupes en série de l'anticlinal déjeté bordant au S.O. la vallée de Son Bernardas.

1, Lias moyen massif du sommet; 2, Néocomien; 3, Tithonique; 4, Lias supérieur; 5, Lias moyen massif de l'anticlinal inférieur.

Lias supérieur, qu'aucun fossile ne caractérise, mais dont la présence, logique d'ailleurs, est confirmée par le faciès de certains bancs.

Le versant S. de la cote 700 porte sur ces marno-calcaires un placage de Trias, dernier reste de la Série III. Mais vers le sommet même et à la cote 750 qui est à l'O., les couches jurassiques, sculptées de lapiez, appartiennent manifestement à l'anticlinal complexe qui borde le synclinal de Sollerich - Son Bernardas. Elles ne tardent pas à se déverser légèrement au N.O., ainsi que le montrent les trois coupes en série de notre figure 179.

Le versant N. du plus inférieur des synclinaux correspond aux couches du Tithonique que nous avons indiquées au sortir de la gorge de Comasema à Sollerich.

Mais le décalage graduel de l'anticlinal d'Orient vers le S.E. et son inclinaison d'axe vers le S.O. font que le cours du ruisseau qui, dans sa partie inférieure, était creusé dans le Néocomien, attaque le Jurassique du versant S. de l'anticlinal depuis 1 kilomètre à l'ouest de Sollerich. Le rétrécissement du Néocomien du synclinal déversé, dont nous venons de donner les coupes, s'accroît vers le S.O., et le Néocomien se trouve de plus en plus étroitement pincé dans le Jurassique, en sorte que le dispositif en deux bandes de Néocomien et de Tithonique écrasés est, en effet, réalisé un peu plus loin, au S.E. d'Orient.

Là, le fond de la vallée est formé par le calcaire jurassique, que l'on trouve, avec pendage S.E.

jusqu'à une cinquantaine de mètres au-dessus du ruisseau. Ce calcaire est le même que celui sur lequel est bâti Orient. C'est l'anticlinal d'Orient. Sur le Jurassique repose du Tithonique écrasé, puis recommence une série jurassique coupée aux abords même de la cote 750 ($x = 7^e 10 + 5.300$; $y = 44^e 10 + 4.000$), par une nouvelle bande synclinale complexe, mais où prédomine le Tithonique; cette lame est aussi déversée. Le Jurassique de l'anticlinal qui lui fait suite semble aminci, car dès le bassin de réception du torrent d'Alaró ses couches, enlevées par l'érosion, laissent voir le Trias sur lequel il repose.

6. **La Bande tithonique de Casas Novas.** — On a vu que le synclinal de Sollicherich se trouve dédoublé à partir de Sollicherich même, par la naissance en son milieu d'un anticlinal de calcaires massifs qui atteint rapidement vers le N.E. une assez grande ampleur. Au S. de ce bombement, le synclinal principal se poursuit vers Aumedra. Au N., le repli accessoire provoque simplement

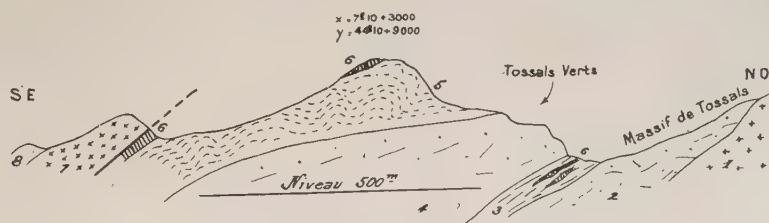


FIG. 180. — Coupe du sommet dominant Tossals Verts. (Ech. 1/10.000°)

l'insertion dans les calcaires d'une étroite bande de Tithonique, qui se suit par les abords de Casas Novas jusqu'à la maison de Tossals et, sans doute, jusqu'à l'affleurement de Tithonique que nous avons mentionné au pied S. du Puig de Massanella (voir carte).

C'est cette bande et les montagnes qui sont au N. que nous allons décrire ici (profil XXXIX).

La bande de Tithonique est appuyée contre le Jurassique. On la suit facilement par le chemin de Casas Novas jusqu'à un petit col percé d'un tunnel pour le passage d'une sequia. Le fond du ravineau qui monte au col est en calcaire jurassique. La bande de Tithonique rose, accompagnée de marno-calcaires plus clairs qui ressemblent autant à du Lias supérieur qu'à du Néocomien, se suit contre le versant S.E. du ravin. On la retrouve de même contre le versant S. du ravin de Casas Novas, mais l'obliquité du plan axial de ce synclinal est suffisante pour que des lambeaux de ce Tithonique s'observent encore non loin de la ferme même de Casas Novas, contre le versant N. du ravin.

La ligne de plus grande pente du plan axial du synclinal est à peu près orientée N.-30°-O., S.-30°-E., avec un pendage au S.E. de près de 30 degrés.

La bande de Tithonique passe le fond du ravin qui descend de Cuba à Aumedra.

Ce torrent de Cuba dont la gorge nous a fourni, dans sa partie supérieure, la coupe du Lias du bord du synclinal d'Aumallutx, traverse, en cluse, les lames de Trias appuyées contre ce Lias (dont la principale est celle que nous avons suivie au N. du P. Massanella et qui traverse longitudinalement le massif de Tossals), puis les assises de calcaire massif, une nouvelle bande de Trias et, enfin, le Lias massif de Casas Novas. Ces trois derniers ensembles de couches correspondent à l'anticlinal que nous avons décrit au S. du Néocomien de Comasema. Il est probable que l'augmentation de sa hauteur a provoqué la rupture de l'anticlinal, transformé dès cette région en une imbrication Trias-Lias appuyée contre le Jurassique, pendant au S.E., qui lui fait suite au N. Notre carte montre la suite de ces diverses couches vers le N.E.

La bande de Tithonique atteint et traverse le torrent. Elle détermine dans le versant N.E. du ravin une zone plus fertile et plus tendre où s'est creusé un ravineau. Elle passe à la petite ferme de Tossals Verts où elle s'accompagne de marno-calcaires à *Cancellophycus* et à silex. La présence de Lias supérieur à cet endroit tendrait à nous faire attribuer au même étage les marno-calcaires

blancs douteux qui, en aval de la ferme, accompagnent les fausses brèches roses, et que l'on ne peut identifier, tant ils sont écrasés.

Sur le Tithonique reposent du Trias, puis du calcaire jurassique, puis de nouvelles couches à silex, enfin du Tithonique. Les deux derniers dépôts constituent les deux sommets qui dominent le croisement des sentiers de Tossals, 1.000 mètres à l'Est de la cote 600, en $x = 7^{\circ}10' + 3.000$; $y = 44^{\circ}10' + 9.000$.

La coupe de ce sommet montre (fig. 180) :

- 1° Dolomie triasique.
- 2° Calcaire massif du Lias 30 mètres.
- 3° Marno-calcaire du Lias supérieur et Tithonique écrasé (6) . 5 à 6 —
(Ces couches correspondraient à la bande de Casas Novas.)
- 4° Calcaire jurassique massif. 30 à 40 —
- 5° Lias supérieur et Bajocien à silex et *Cancellophycus* 35 —
- 6° Tithonique rose, dont un petit lambeau est conservé au sommet de la montagne.

Le bassin de réception d'un petit torrent qui descend vers Aumedra est taillé au pied S. de ce sommet que nous désignons sous le nom de « sommet de Tossals Verts ».

Ce bassin de réception entame les marno-calcaires, et est dominé au S.E. par une petite paroi qui montre le Lias (8) recouvrant les couches et les dolomies (7) appuyées contre ce Tithonique.

Ce sont ces dolomies et les calcaires massifs qui les recouvrent localement qui constituent la partie N.E. du ravin d'Aumedra.

7. Le Synclinal de Sollerich-Comasema. — On a vu plus haut que le bord méridional de cette dépression est légèrement chevauché, vers Son Bernardas, par les couches, plus ou moins disloquées d'un anticlinal déjeté vers le N.O., sous l'influence de la Série III qui joue ici le rôle de traîneau écraseur.

Nous donnons, figure 181, une série de coupes prises entre Sollerich et Aumedrà. Ces deux groupes de maisons sont séparés par un col que surplombe un contrefort du P. S'Oncadeña. Ce contrefort, ainsi qu'on l'a vu, est formé par une puissante masse de Poudingue oligocène (6), chevauché par le Trias de la Série III. Sous le Tertiaire, on distingue nettement diverses assises crétacées (5), jurassiques (2), puis de nouveau tithoniques (4) et crétacées (5), correspondant à un anticlinal incliné. Au S.O. de Sollerich, une petite ride de calcaire massif émerge encore, sous ce Tithonique, divisant le synclinal en deux plis parallèles.

Si l'on gagne le col, on constate la disparition du Lias de la ride médiane, recouverte de Tithonique, et surtout celle de la lame de Lias apparue sous le Tertiaire (181 b).

Mais, dès que l'on a passé le col, on retrouve l'anticlinal médian de Lias calcaire qui va prendre une importance particulière (181 c, d, e).

En effet, le synclinal s'évase toujours, occupé au S.E. par le Crétacé et le Tithonique.

Nous avons recueilli aux abords N.E. du col :

<i>Lytoceras</i> sp.	<i>Aptychus punctatus</i> VOLTZ.
<i>Phylloceras</i> sp.	<i>Aptychus latus</i> PARK.
<i>Perisphinctes pouzinensis</i> TOUCAS.	<i>Belemnites</i> sp.
<i>Perisphinctes venetianus</i> ZITT. (mauvais fragment).	

Nos profils indiquent l'évolution vers le N.E. de ces accidents. Le synclinal écrasé du N.O. d'Aumedrà se continue par les masses liasiques et tithoniques du sommet de Tossals Verts. Le Trias et le Lias qui le chevauchent ici correspondent aux couches 7 et 8 de la figure 180.

On remarque qu'il s'établit ici une sorte de compensation entre l'importance que prennent certains accidents et la diminution des autres. L'anticlinal séparant Sollerich de Casas Novas se rétrécit vers le N.O., au fur et à mesure que les replis Sollerich-Aumedrà prennent de l'ampleur. Ceux-ci donnent une véritable écaille au N. d'Aumedrà.

La bande méridionale de Crétacé se poursuit vers le N.E., s'évase et s'approfondit jusqu'à la hauteur des maisons d'Aumedra. Le torrent de Cuba la traverse à peu près perpendiculairement, et l'entrée de la vallée, qu'il s'est taillée entre le P. de S'Oncadeña et le Peñalgros, permet d'observer le changement d'allure du bord méridional du pli. A l'O. du ravin, le Néocomien incliné au S. repose sur du calcaire jurassique. Au N.E., ce même calcaire jurassique forme tout le versant qui fait face à Aumedra; le fond du synclinal se réduit à une mince bande de Crétacé passant près des maisons. Pour retrouver le Tithonique et le Crétacé, il faut s'élever presque jusqu'au haut de la montagne, vers la cote 600 et vers le P. Suro.

En d'autres termes, le synclinal se pince, et l'anticlinal qui le limite au S. prend une grande extension et son axe se relève vers le N.E. C'est cet anticlinal de calcaire jurassique qui constitue le soubassement et l'élément principal du chaînon du P. Suro. Son versant méridional correspond au synclinal de Biniacent.

Il semble bien que le fond du synclinal d'Aumedra se relève aussi vite que l'axe de l'anticlinal du P. Suro, car, à l'extrémité N.E. du vallon, le chemin direct d'Aumedra à Moncor, par Rafal, atteint les dolomies du Trias, puis le calcaire du P. Suro dont notre carte schématise les rapports (profils XL, XLI).

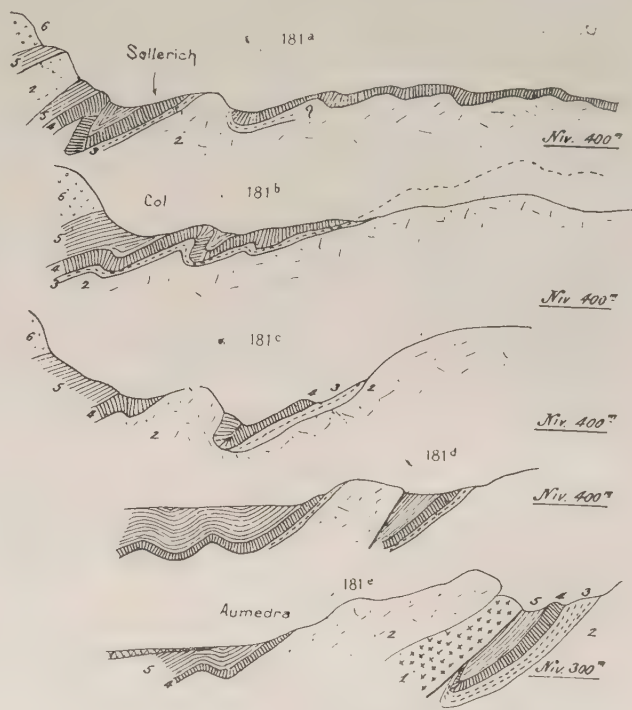


FIG. 181. — Coupes parallèles à travers la bande crétacée de Sollerich - Aumedra. (Ech. 1/10.000^e.)

8. Les Imbrications entre Aumedra et la route de Lluch. — Il convient de suivre vers le N.E. les divers accidents longitudinaux que nous avons vus prendre naissance et se propager depuis Buñola.

Dès la vallée de Massanella, ils vont subir une profonde transformation. Les plis s'y muent franchement en imbrications. Les synclinaux qui permettaient jusqu'ici de préciser la géométrie des plissements, deviennent virtuels et se continuent par des plis faille où, le plus souvent, seuls, le Lias calcaire et le Trias dolomitique sont en contact. Les pendages encore variables au Sud du P. Cuba vont devenir, du même coup, d'une grande monotonie. Le régime d'écaillés très redressées est complètement réalisé dès le ravin que suit la route royale de Inca à Lluch.

Nous étendrons donc ici notre description jusqu'à cette transversale, réservant l'analyse de la terminaison N.E. de ces imbrications pour le chapitre XVIII.

Il est pratiquement impossible de descendre le cours du torrent de Massanella entre le point où il coupe le calcaire du P. Massanella et les maisons de ce nom. Mais la géologie de ces montagnes paraît relativement simple, et nous croyons qu'on peut la saisir dans ses grandes lignes depuis le haut de l'arête que suit le sentier direct de Tossals.

Cette arête est en partie constituée par le Trias dolomitique qui s'appuie contre le Tithonique de Tossals. Localement, elle supporte des lambeaux de calcaire liasique

Elle paraît se poursuivre vers El Bosque et passer dans une dépression, non marquée sur la carte, au S. de la masse calcaire qui est appuyée contre le Tithonique au col de l'E. de Tossals.

Le Lias calcaire qui la recouvre est le même que celui qui forme l'anticlinal du P. Suro, et constitue les sommets très abrupts et arides qui se dressent au N.O. du confluent du torrent d'El Bosque et du torrent de Massanella. Puissant et légèrement repley de la manière qu'indique notre profil, ce Lias forme la vaste et âpre masse rocheuse qui domine El Bosque et s'étend vers le S.E., jusqu'au-dessus de Can Befoya, et vers le N.E. par les lapiez sans un arbre, presque inaccessibles, et qui culminent au P. 950 à l'E. du P. Massanella et jusqu'aux montagnes qui, à 8 kilomètres de là, dominent les fermes d'Aucanellas.

A l'E. du col par lequel se termine le synclinal d'Aumedrà, le torrent et ses affluents ont crevé la carapace de Lias et ont mis à jour le Trias dont les dolomies sont profondément entamées.

Si l'on fait une coupe selon cette vallée, on observe la succession suivante :

Depuis les maisons de Massanella jusque près de Can Befoya, le chemin suit le bord du torrent et passe soit sur les alluvions, soit sur le Trias.

Au versant S.O. du ravin, en dépit d'accidents de détail, que trois coupes nous ont permis de voir mais dont le détail ne paraît pas encore clair, il semble que le Lias calcaire, reposant sur le Trias, s'élève graduellement vers le N.O. depuis les collines en face de Massanella. A la hauteur du col entre Aumedrà et Rafal, il dessine un large anticlinal et *paraît* s'abaisser ensuite pour atteindre à nouveau le fond des vallées de Tossals et d'El Bosque. Mais il est probable que le Lias est rompu au N.O. de Can Befoya.

En effet, le versant de Can Befoya montre le dispositif suivant :

La ferme de ce nom est au débouché d'un ravin taillé dans le Trias dominé au N.O. par le Jurassique de la large bande que nous venons de suivre jusqu'à Aucanellas. Au S.E., le ravin est borné par une arête de calcaire massif du Lias qui repose sur les marnes bariolées par l'intermédiaire de cargneules et de dolomies injectées de roche éruptive.

Un second ravin, parallèle au premier, est creusé au S.E. de l'arête, mais, ici, il entame le Néocomien qui recouvre normalement le Jurassique. A son versant S.E., les dolomies du Trias chevauchent légèrement ce Crétacé (profil pl. VI).

Ces deux ravins correspondent à un double accident longitudinal qui sépare la masse calcaire Aumedrà-Aucanellas, du chaînon parallèle à cet accident qui culmine au P. Aubellons.

Le dispositif de cette imbrication complexe varie d'un point à un autre. Nos coupes schématiques sont prises, l'une au haut du ravin, de Can Befoya, l'autre selon un ravineau parallèle à la vallée de Massanella et qui sort des montagnes entre celle-ci et Caimari, la troisième au col qui sépare le bassin de réception de ce petit torrent de la vallée de la route de Lluch (fig. 182).

Passé le col, au N.E. de Can Befoya, le Trias du ravin de la ferme disparaît, soit que le Lias de la petite arête représente la continuation de la grande masse liasique qui est au N., et qui serait fortement amincie, soit qu'une cassure passe au N. des premiers escarpements dominant le col au N.O.

Le Lias de l'arête présente à sa base les couches bréchoïdes veinées que nous attribuons au Lias supérieur.

La coupe par le vallon montre au S.E. un ensemble complexe dont les termes se succèdent dans l'ordre suivant :

- 1° Néocomien.
- 2° Calcaire jurassique.
- 3° Dolomie analogue à celle du Trias.
- 4° Néocomien écrasé.
- 5° Calcaire café au lait.
- 6° Conglomérat apparaissant dans le ravin près d'une maisonnette et comportant des éléments clairs et, par places, des débris siliceux en relief, en sorte qu'il évoque le poudingue bréchoïde du Miocène inférieur.
- 7° Calcaire café au lait.
- 8° Dolomie.
- 9° Calcaire massif.
- 10° Calcaire vacuolaire saccharoïde rose.

En amont de ces couches, le torrent traverse une gorge plus étroite que la partie inférieure de la vallée et qui paraît entamer des calcaires jurassiques disposés en un synclinal.

Enfin, le bassin de réception du ruisseau correspond à la zone longitudinale de Néocomien et de Tithonique.

Cette zone est un peu élargie vers le N.E. Sa disposition très complexe est donnée fig. 182.

Cette ligne de dislocation se poursuit vers la vallée de la route de Lluch qu'elle atteint à la hauteur du kilomètre 8. Toutefois, le ravin met à jour non plus du Néocomien, mais du Trias, dominé par la masse redressée et abrupte du sommet $x = 7^{\circ}30' + 600$; $y = 44^{\circ}20' + 300$ entamant les roches plus meubles de cette bande.

Il est possible que le Trias qui chevauche le Néocomien écrase plus ou moins complètement ce dernier terrain et prenne au contraire une plus grande extension. En tout état de cause, sur la

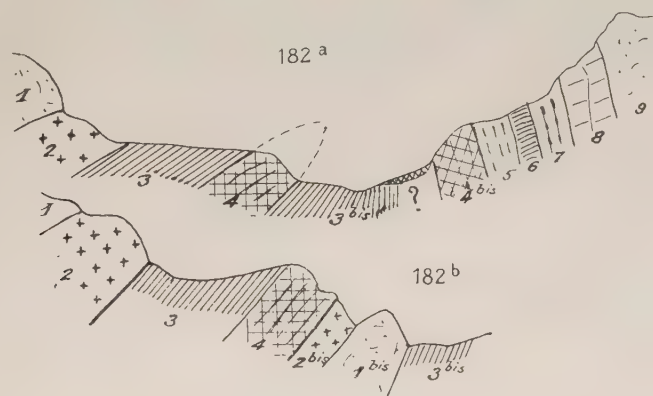


FIG. 182 a. — Coupe transversale de la bande de Can Befoya au col situé en $x = 7^{\circ}30' + 00$; $y = 44^{\circ}10' + 9,500$.

FIG. 182 b. -- Coupe parallèle à la précédente relevée 500 plus au N.E.

- 1, Calcaire de Lias; 2, Dolomie triasique; 3 et 3 bis, Crétacé écrasé; 4 et 4 bis, Calcaire ivoirin du Néocomien inférieur;
5, Calcaires marneux gris sans doute aaléniens; 6, Tithonique; 7, Calcaires lités; 8, Calcaires en gros bancs;
9, Calcaires massifs du Lias moyen.

prolongation de cette ligne, de contact anormal, un ravin entame le massif d'Aubellons et permet d'accéder à un col au N. du sommet de ce nom.

Or, ce ravin correspond encore à une bande redressée de Trias, qui s'appuie plus ou moins nettement contre la masse de calcaires liasiques qui est au N.O.

Ce dispositif se poursuit vers le N.E. avec une monotonie remarquable.

Ces accidents sont les plus méridionaux de la chaîne en ce point.

De façon générale, les couches jurassiques de l'imbrication que nous venons de mentionner pendent au S.E. et s'enfoncent sous les terrains néocomiens et nummulitiques de la région de Caimari-Selva-Campanet. Bien que ces derniers fassent partie de la couverture sédimentaire des calcaires liasiques des imbrications en question, nous en aborderons l'étude en même temps que nous décrirons la Série III dans le chapitre XVIII.

CHAPITRE XVIII

LA SÉRIE III ENTRE ALARÓ ET SELVA

1. Vue d'ensemble. — La Série III, que nous avons décrite dans la Sierra Burguesa, disparaît arrasée par l'érosion, à partir de l'O. d'Establiments. La ligne de contact anormal qui la délimite est recouverte par les alluvions du grand cône complexe qui s'étend entre les abords de Palma et Buñola.

Les restes de la Série III, qui ont dû, théoriquement, recouvrir les sédiments de la Série II dans le massif de Mamarich, paraissent avoir, de même, subi un décapage total. Même dans les contreforts les plus orientaux de cette montagne nous n'en avons su voir aucune trace.

Par contre, à partir de la cluse du torrent d'Orient, la Série III apparaît parfaitement individualisée, chevauchant obliquement de 2 à 3 kilomètres les assises néocomiennes ou tertiaires de la Série II, qui paraît subir, ici, un léger ennoyage, ou, mieux, un affaissement transversal.

Ce recouvrement qui, hormis le témoin avancé du P. l'Ofre, ne dépasse pas le versant oriental de la vallée de Son Bernardas, est d'une grande netteté jusqu'à la vallée de Lloseta. A partir de cette transversale, le régime tectonique devient ambigu, et il est encore impossible de déterminer les racines et l'amplitude des quelques chevauchements qu'on observe au N. du village. Plus à l'Est encore, les preuves de l'existence de la Série III font défaut.

Cette Série III, outre la question de ses rapports avec les terrains qu'elle recouvre, présente un intérêt tout particulier, car c'est à elle que se rattachent les gisements de lignite du S.E. de la chaîne étudiés au point de vue stratigraphique, page 150 et suivantes.

Dépassant dans ce chapitre la zone des restes indubitables de la Série III, nous porterons nos investigations jusqu'à l'E. de Campanet et au P. Santa Magdalena, le régime géologique et topographique ne changeant qu'à partir de ces limites.

2. Les Chevauchements dans les montagnes d'Alaró. — La Série II, dont le Trias et le Lias constituent le massif de Mamarich, s'infléchit de telle sorte que, dès le versant N.E. du ravin du torrent d'Orient, elle s'enfonce sous la Série III.

Remontant ce ravin depuis le point où il débouche dans la plaine, on y observe les formations suivantes :

A l'aval, le torrent coule sur des alluvions dans une vallée bornée au S.O. et N.E. par des couches triasiques pendant à l'Ouest. Bientôt apparaissent dans la gorge les dolomies du Trias litées, sans roches éruptives.

A partir de Son Gual le chemin atteint du Lias calcaire, pendant de même façon et dont l'intersection avec le versant de la vallée forme une ligne qui s'élève graduellement à flanc de coteau vers le Nord. Une coupe d'ensemble du ravin montre ce Lias formant la majeure partie du versant, chevauché par du Trias qui supporte à son tour normalement des calcaires du Lias.

Ce dispositif, où le Lias de base appartient à la Série II et où les dolomies triasiques et le Jurassique qui le recouvrent représentent la base de la Série III, se poursuit vers le N. sur plus de 2 kilomètres en prenant en écharpe le versant de la vallée. En amont de Son Oliver apparaît, entre le Lias inférieur et le Trias charrié, un mince liséré de marnes blanches, écrasées, à faciès néocomien. Cette bande croît en ampleur et se complète au bout de 4 à 500 mètres par du Tithonique (fig. 183 a). Enfin, un peu plus haut encore, c'est le Lias supérieur formé de marno-calcaires à silex qui vient s'intercaler entre le calcaire massif et le Portlandien fossilifère à Son Vergé (profils XXXIII et XXXIV et fig. 183 b).

La Série III s'élevant vers le N.O., son Jurassique y devient la proie de l'érosion, et, dès le S.E. de Cas Secretari, son Lias démantelé ne laisse plus, sur le Trias, que deux petites masses ruiniformes qui constituent la cote 650 et le petit sommet y attenant au S. La série n'est pas conservée plus au N. que ces petites montagnes, où elle se présente, d'ailleurs, en une avancée fort étroite, car les barrancos qui entament la montagne à l'E. et surtout le profond ravin, que suit le chemin direct d'Alaró à Orient, ont décapé l'écaille supérieure et profondément entamé la Série II sous-jacente. Toutefois, l'inclinaison transversale dont nous avons parlé et un gauchissement local font que la Série III s'abaisse fortement aux abords d'Alaró. Cette localité, bien que construite à l'intérieur des premiers contreforts montagneux de la chaîne, est établie sur la Série III, fortement inclinée vers l'E. et le S.E. La montagne cote 300, qui domine ses maisons, apparaît comme une écaille de Lias et de Trias, chevauchant le Néocomien de la Série II, qui passe par un col et des vallons au N. du sommet.

Le Lias calcaire qui forme l'arête bordant à l'E. le torrent d'Orient pend à l'Est. Il forme un éperon qui s'avance vers Can Percas où il s'abaisse assez pour être entamé par la route. Les pendages locaux y sont très irréguliers. Du Tithonique rouge, accompagné peut-être de Lias supérieur, recouvre ces calcaires.

A la Taulera, c'est le Néocomien qui apparaît conservé à son tour, formant la majeure partie de la vallée évasée qui s'élève vers son Gaulard. Notre carte montre que le Crétacé est, enfin, recouvert par des poudingues nummulitiques constituant toute la partie escarpée du contrefort qui domine Alaró à l'O.

Mais vers Alaró le contact des deux séries est beaucoup moins simple que vers Son Oliver.

La Série III constitue les contreforts de Lias calcaire — supports du Néocomien et du Nummulitique mentionnés ci-dessus — qui dominent Alaró au N.O. Le Trias qui est à la base de ce Lias est assez réduit. La Série II apparaît sous lui, dans le versant contre lequel s'élève le sentier d'Alaró à Rafal. La ligne de contact anormal est fortement inclinée. Dans sa partie inférieure le contact se fait par des marnes néocomiennes écrasées; plus haut, et au pourtour du massif de Lias calcaire qui s'avance en $x = 7^{\text{e}}10 + 6.200$; $y = 44^{\text{e}}10 + 2.600$, apparaissent des lambeaux de poudingue nummulitique pincés dans le Crétacé et enrobés par lui; localement pointe du Tithonique (voir profils XXXIII et XXXIV).

L'éperon qui contourne le chemin est entouré de trois côtés par le poudingue nummulitique sur lequel repose le Trias par l'intermédiaire d'une lame de Lias calcaire.

Ce Nummulitique se suit par le ravin qui sépare la cote 650 de Rafal. Mais ici, la lame de Lias s'effile et s'interrompt et le Trias recouvre directement les deux masses de poudingue, disjointes, que la lame de Lias paraît séparer.

La Série II, à partir de Rafal, montre divers accidents (profils XXXIV et XXXV), dont l'étude est encore à faire, mais qui en gros représentent la continuation — plus décapée à cause de la surélévation des axes vers le S.O. — des replis secondaires du synclinal déversé de Son Bernardas.

Le chemin direct d'Alaró à Orient coupe en aval de la cote 650 des couches marneuses qui doivent correspondre à un synclinal semblable plus méridional que tous les autres. Il atteint ensuite une boutonnière creusée par le torrent à travers le Lias et qui fait apparaître le Trias.

Au col passe une première bande synclinale de Tithonique, puis, au versant N. de la montagne, le chemin en traverse une seconde dont l'intersection avec le sol s'étend plus largement. Le Tithonique y contient de mauvais fossiles et des *Cancellophycus*.

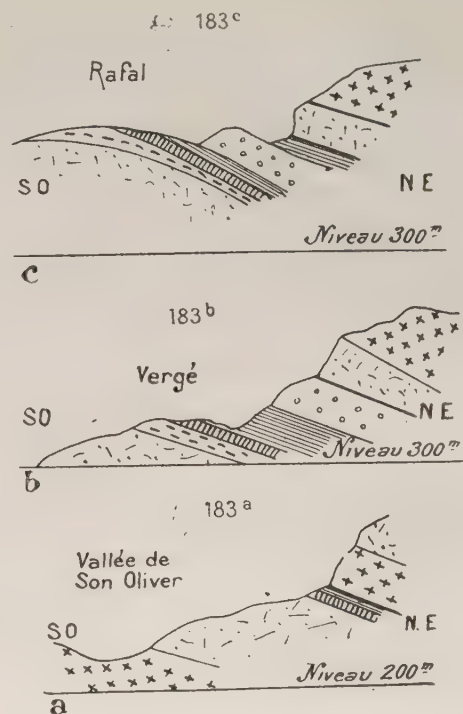


FIG. 183. — Coupe transversale du versant E. de la cluse du Torrent d'Orient. (Ech. 1/5.000^e.)
(Mêmes signes conventionnels que pour les autres figures.)

Les montagnes qui bornent au N.E. le col de ce sentier comportent les mêmes assises et les mêmes accidents. Le contact de la Série II et de la Série III passe au N. de la cote 500.

Après le petit témoin triasique de la cote 700 la Série III réapparaît au Puig d'Alaró qui est formé par la Série III chevauchant la Série II, selon une surface de contact fortement inclinée au S.E.

L'érosion a taillé la montagne en une masse allongée du N.O. au S.E. qui domine de 500 mètres la vallée du torrent de Solleric. Sa base est constituée en majeure partie de dolomies litées du Trias, pendant au S.E., qui apparaissent, localement, dans ses pentes raides, plaquées d'éboulis; les couches liasiques qui la couronnent ont déterminé de toutes parts des parois à pic, qui atteignent plus de 150 mètres, sauf au N.O., où la Série III s'amincit et où le Trias participe à la constitution de l'éperon qui unit le Puig d'Alaró au chaînon des cotes 750, en bordure du vallon de Son Bernardas.

C'est sur cette montagne remarquablement choisie, que les Arabes ont établi un des châteaux forts qui leur permirent d'opposer, durant de longs mois, une résistance invincible aux conquérants aragonais.

Le chemin qui y accède parcourt environ 4 kilomètres sur les terrains d'alluvions en contournant à distance les contreforts de la cote 500. A partir des abords de Son Peñaflor apparaît le Trias dolomitique, puis après 100 mètres d'ascension selon le chemin de voitures, on atteint le Néocomien en plis subverticaux. Déjà en aval de cet affleurement était apparue dans des champs la teinte blanchâtre qui indique souvent le Néocomien, mais comme il se peut que ce soit, là, l'effet de transports de marnes pour l'amendement des terres, nous ne l'avons pas porté sur notre carte. Le chemin atteint ensuite du Jurassique massif, puis rentre dans le Crétacé sur lequel sinuent ses lacets supérieurs.

A l'Est du vallonnement où l'on passe, s'élève la masse de la montagne. Bien que, localement, la superposition du Trias au Crétacé puisse paraître sujette à discussion, dans l'ensemble elle nous paraît faire d'autant moins de doute qu'on l'observe de nouveau en amont de S. Olivaret, de l'autre côté de la montagne.

Une lame de Jurassique pincée dans le Crétacé, ainsi que des poudingues nummulitiques s'ajoutent au Secondaire, vers le N. Tout cet ensemble se relève fortement, et à l'extrémité N.O. du Puig, atteint un pendage S.E. de 40 degrés environ (profils XXXVI et XXXVII). C'est à l'endroit où la lame jurassique se redresse qu'une étroite entaille permet de la franchir et d'atteindre la base de la paroi triasique qui termine ici le Puig. Mais cette dernière, quoique moins élevée que les autres, demeure infranchissable directement. Il faut, pour trouver un passage, atteindre la surface de contact du Trias et du Lias qui la surmonte. Elle détermine une corniche inclinée qui accède à un ensellement où ont été construites les organisations défensives des Arabes.

A partir de ce point et jusqu'à l'extrémité de la montagne règnent les assises liasiques. Ce sont elles qui constituent le véritable sommet, ainsi que toutes les grandes parois qui limitent cette étrange montagne¹.

Par contre, aux abords de la dépression du château, on observe des poudingues nummulitiques transgressifs sur le Lias et le Trias amincis.

Un sentier conduit du col qui est au pied des parois triasiques du château dans la vallée de Son Bernardas. Le col est taillé dans le Néocomien et dans le Nummulitique qui s'y trouve pincé.

A l'O., c'est-à-dire dans les crêtes arrondies qui accèdent à la cote 750, apparaissent des

¹ S. A. I. et R. l'Archiduc LOUIS-SALVATOR a consacré un ouvrage aux forteresses que les Arabes ont édifiées dans les montagnes de Majorque (*Die Felsenfeste Mallorcas*).

L'auteur, plus historien que naturaliste, a mal mis en relief l'utilisation des particularités tectoniques qu'un esprit militaire avisé a suggérée aux Maures. Leurs principaux châteaux sont bâtis sur des sommets de Lias calcaires (Alaró, Castell del Rey) ou de Trias et de Tithonique (Santueri), complètement isolés par des parois verticales, mais où un accident tectonique, favorablement entamé par l'érosion, a permis l'établissement d'une seule voie d'accès commandée par de puissantes poternes (Santueri) ou des flanquements. Le château d'Alaró est à ce sujet d'une étude fort intéressante.

calcaires, sans doute liasiques, et des cargneules, formant en $x = 7^{\text{e}}10 + 7.300$; $y = 44^{\text{e}}10 + 4.300$, une petite masse en recouvrement qui représente un débris de la série du P. d'Alaró (pl. 5, profil XXXVI).

Depuis le N. de la cote 750, un méplat oblique vers le N.E. entame les parois qui dominent la vallée de Son Bernardas et y donne accès. Il correspond à des plis de la Série II, déversée au N.O., dont la coupe est décrite (p. 360, fig. 179).

A l'E. du Puig d'Alaró s'observe l'abaissement transversal des assises liasiques de la Série II, l'accroissement de l'importance du Nummulitique, l'augmentation d'épaisseur de la lame du Lias et surtout de celle du Trias charrié. Nous donnons un croquis très approximatif juxtaposé au profil XXXVIII qui, pris des flancs O. du P. de S'Oncadeña, montre ces accidents dans le versant du P. d'Alaró, qui domine la vallée du torrent de Comasema-Sollerich.

Le Crétacé est observable jusqu'auprès de Son Olivaret, mais la puissance du Trias est telle que les terrains sous-jacents ne réapparaissent plus au S.E. de la montagne. On verra qu'il n'en est pas de même dans le massif de S'Oncadeña, qui s'élève symétriquement au premier par rapport à la vallée.

Le substratum de la Série III apparaît assez complexe dans ces parages, et il y comporte du Trias dolomitique dont la signification tectonique nous échappe encore (profil XXXVIII).

3. Le Puig de S'Oncadeña (ou Son Cadeña). — La Série II s'abaissant vers le N.E., c'est son Lias qui forme le fond de la vallée en aval de Sollerich. Mais dès le versant du sommet cote 600, le Trias dolomitique apparaît et supporte les poudingues oligocènes par l'intermédiaire de couches calcaires en gros bancs que nous croyons être aussi triasiques. Si l'on suit le chemin qui passe entre le P. de S'Oncadeña et la cote 600, qui rejoint la route d'Alaró, dans la vallée de Son Olivaret, on trouve dans le ravin des marnes crétacées écrasées, mais sans Nummulitique.

Ces marnes atteignent la route d'Alaró, masquées par des éboulis, mais localement elles apparaissent dans un des fossés du chemin. Elles doivent sans doute se relier au Néocomien de Son Olivaret, toutefois nous n'avons pu établir cette continuité.

Tout le reste du flanc du P. de S'Oncadeña est formé de couches triasiques litées, suite de celles du flanc correspondant du P. d'Alaró.

Au col qui relie les assises oligocènes de la cote 600 à la montagne de S'Oncadeña, pas plus que dans son versant O., le Nummulitique ne paraît pincé entre la Série II et la Série III. Il en est autrement au N. et à l'E., où le recouvrement peut être établi dans la mesure indiquée sur notre carte.

Le pied des pentes et le ravineau, qui sont orientés vers Aumedrá, entament le Néocomien très froissé, qui repose, ainsi qu'on l'a vu, sur le Lias. Le Nummulitique forme des masses importantes de poudingues au flanc du contrefort coté 400. Il disparaît dans les pentes du Trias boisé et rocailleux, qui s'élèvent jusqu'aux calcaires liasiques couronnant la montagne d'assises légèrement gauchies, mais très puissantes, et coupées de toutes parts par des parois à pic. Le bord E. de la vallée d'Aumedrá-Lloseta montre toutes ces couches dans des positions analogues, mais plus élevées par le fait d'un bombement transversal des Séries II et III. Le calcaire jurassique de base atteint 450 mètres, et le Tithonique ainsi que le Néocomien et le poudingue oligocène qui le surmontent sont largement mis à jour par l'érosion. Il est probable que c'est de cette bande tithonique que proviennent des fossiles de la collection NOLAN, étiquetés « S.E. Aumedrá », parmi lesquels nous avons reconnu : *Berriasella prava* SCHNEID., *Hymalayites* s. sp. af. *microcanthus*, TOUCAS non ZITT.

Le Nummulitique qui couronne cette série est chevauché par le Trias et le Lias de la cote 600. La ligne de contact anormal se suit très en amont de Hort Nou, inclinée de telle sorte que le Tertiaire atteint le fond de la vallée, à mi-chemin entre Sastorell et Hort Nou. La Série III qui le surmonte atteint les abords immédiats du torrent, à 300 mètres au N.O. de Sastorell. Le lit même

du cours d'eau entame le poudingue, qui apparaît nettement, recouvert par le Trias du P. de S'Oncadeña, à 30 mètres au-dessus de la route de Lloseta.

Ainsi voit-on réapparaître, presque en fenêtre, sous la Série III, le Nummulitique dont nous avons perdu la trace un demi-kilomètre plus au N. Quoique nous nous limitons à ne décrire que les grands traits de la géologie régionale, il convient de mentionner ici deux particularités conjuguées. Au versant S.E. du P. de S'Oncadeña, apparaît dans le Trias dolomitique une bande ou lame de calcaires, probablement jurassiques, et qui ne sont séparés du poudingue de la Série II que par une assez faible épaisseur de dolomies. En face, c'est-à-dire au Nord de Sastorell, il semble que le Trias se réduise presque jusqu'à disparaître sous la masse liasique qui constitue le sommet, cote 600, dont nous venons de faire mention.

Si, maintenant, l'on étudie le pied S.E. du P. de S'Oncadeña, on y attribuera tout naturellement les couches néocomiennes tithonique et nummulitique, qui s'y montrent mêlées et souvent subordonnées au Trias, à la Série II, réapparaissant ici sous la Série III.

La complexité des affleurements est très grande. L'échelle de 1/25.000^e, que nous avons adoptée pour nos levés sur le terrain, n'est pas encore suffisante pour fixer tous leurs détails. La nécessité d'une étude minutieuse s'impose pourtant ici, car nous abordons un des points les plus délicats de la tectonique de cette chaîne, ainsi qu'on va le voir.

En face de Sastorell, un épaulement culminant à la cote 400 relie topographiquement les sommets de poudingues oligocènes qui dominent Bellveura, Can Negret et Son Tor au versant méridional du P. de S'Oncadeña (profil XXXIX).

Or, cet épaulement montre, dans sa partie S.E., des assises nummulitiques et crétacées, en continuité avec celles de Bellveura. Les petites éminences de la cote 400 sont formées de dolomies du Trias et du Jurassique. Le col qui les sépare au pied même de S'Oncadeña entame du Néocomien extrêmement froissé qui enrobe des amas de poudingue nummulitique. Les versants du P. de S'Oncadeña sont constitués par les dolomies du Trias, localement amincies et dominées par la masse des calcaires du sommet.

Aux abords de la Finca de Son Cadeña, le Crétacé apparaît nettement comme étant recouvert par une lame, toute locale, de Trias et Jurassique, sur laquelle apparaît du poudingue nummulitique. Le tout est recouvert par le Trias du Puig. Un peu plus au N.E. la lame paraît s'insérer plus complètement dans le Crétacé, en s'amincissant. Elle est recouverte par du Néocomien et c'est sur celui-ci qu'apparaît le Trias du Puig, le contact dessinant, dans les ravineaux, le rentrant caractéristique.

En descendant à l'O., vers Son Vergá, on observe que cette superposition est réalisée d'une façon beaucoup moins nette.

Vers Son Vergá même, le Tithonique à *Perisphinctes contiguus* CAT. sp. affleure et paraît supporter du Lias, à son tour recouvert par le Trias, de S'Oncadeña.

Le chemin d'Alaró à S'Oncadeña passe dans le fond du vallon sur des couches tithoniques et néocomiennes ainsi que sur celles du Lias supérieur à silex, dont la position exacte est encore à élucider.

Sur le versant E. du col de S'Oncadeña, la superposition du Trias au Néocomien paraît manifeste, de la manière que schématise notre carte.

Pour le sommet cote 400, son Trias paraît aussi chevaucher le Tithonique et le Néocomien en amont du torrent de Son Vergá, et, au N., face à la Finca de Son Cadeña.

A l'E., les masses calcaires et dolomitiques de la cote 400 sont bien plus nettement délimitées par une paroi de 30 à 40 mètres sous laquelle on voit le Crétacé broyé, accompagné peut-être de marno-calcaires du Lias supérieur, enrobant des grès nummulitiques. Il paraît très généralement que le Trias repose sur ces terrains. Toutefois un éperon, situé en $x = 7^{\circ}20' + 2.900$; $y = 44^{\circ}10' + 4.100$, donne au contraire l'impression que le Néocomien écrasé ainsi que des calcaires indéterminés écrasés et veinés de calcite montent localement contre le Trias.

Un contrefort de ce sommet s'avance vers la route de Lloseta; en $x = 7^{\circ}10' + 3.500$; $y = 44^{\circ}10' + 4.000$, il supporte les restes d'un Talayot. Entre la paroi et le Talayot, des éboulis sont soudés en une brèche de pente. Le monument lui-même repose sur un bombement de Lias calcaire axé à peu près E.O. et qui est limité au S. par une bande de Crétacé écrasé, au N. par une bande très étroite de Néocomien et de Nummulitique. Enfin, entre cette dernière et la Finca de Son Filicomis apparaît un nouveau bombement

anticlinal de Lias. Mais ce dernier supporte, vers le pied des parois de la cote 400, un mince lit de Néocomien et de Tertiaire qui démontre que nous sommes ici en présence de réapparitions anticlinales certaines de la Série II (profil XXXIX).

4. Contradictions. — Jusqu'ici nous avons rencontré en majorité des accidents qui nous portent à considérer le Néocomien et le Nummulitique de Son Vergá, Son Cadeña et Son Fili-comis comme étant la réapparition, sous le Trias de la Série III, des assises de la Série II, observées au N. du P. de Son Cadeña autour du P. d'Alaró, etc.

Mais dans ce cas, les dolomies et les calcaires liasiques de la cote 400 appartiendraient aussi à la Série III; et il serait logique de rechercher leur enracinement sur place, avec continuation de la ligne de contact anormal dans la dépression que suit le chemin direct Alaró-Lloseta. Or rien n'est moins probable.

Il serait, par contre, localement plus tentant d'imaginer que toute cette Série III décapée par l'érosion s'enracinerait au Sud des collines de Bellveura. Mais celles-ci appartiennent manifestement à la couverture de la Série III, à en juger par les alentours même d'Alaró.

Voici, du reste, les observations rapides que nous avons pu faire :

Si on suit la route directe de Lloseta à Alaró, on passe au flanc d'un éperon qui s'élève vers la cote 400. Ce contrefort, dont l'extrémité est formée de Trias supportant du calcaire jurassique, est très fracturé.

En face de Son Negret apparaît brusquement un affleurement de Néocomien, entre deux failles N.S. qui le font écraser par des dolomies. Si on suit ce pointement assez étrange, il paraît recouvert par du Trias à mi-flanc du contrefort, mais au-dessus de ce Trias on retrouve du Néocomien pincé dans du calcaire jurassique, en sorte qu'il est permis de se demander si le Trias qui paraît recouvrir la masse inférieure de Néocomien n'est pas en réalité une simple brèche de pente, très fortement soudée par le ciment d'apparence dolomitique qui est si fréquent dans ces formations.

Plus en amont, c'est-à-dire vers l'O., apparaît une bande de Crétacé marneux, prise sous du calcaire jurassique et du Trias, et qui se poursuit par le versant N. de l'Eperon.

Le chemin qui suit le flanc S. de ce dernier atteint, avant d'arriver au col d'où il descendra vers Alaró, des marnes néocomiennes qui paraissent subordonnées au Trias de la cote 400. Toutefois si, au passage du col, on quitte la route pour suivre le contact de cette dolomie avec le Néocomien, on constate qu'il y a une faille oblique au S.O., à surface absolument gauche, selon laquelle le Crétacé formé de marno-calcaires et de calcaires lités est en contact avec le Trias. Au col même, le poudingue du chaînon de Bellveura - Can Negret repose sur ce Néocomien. Un chemin de terres, qui du col conduit à Son Cadeña, permet de couper le contact de ces terrains, puis atteint ensuite des formations superficielles tuffacées qui masquent la roche en place.

L'éperon élargi et bifide qui sépare la dépression de la route d'Alaró de celle de Son Vergá est constitué à son versant S. par des calcaires massifs, et au N. par des marno-calcaires à silex. Il n'y a aucun endroit où nous ayons vu passer ici la ligne de contact anormal qui devrait correspondre à l'enracinement de la Série III.

Vers l'E. par contre, on pourrait la rechercher dans les accidents compliqués que nous avons mentionnés au revers N. de l'éperon coté par la route d'Alaró à Lloseta.

5. Les Montagnes entre la vallée de Lloseta et Moncor; P. de Sastorell et P. Suro. — Le petit village de Lloseta est bâti sur une éminence de Nummulitique en avant d'une montagne de 400 mètres que l'on dénomme S'Peñalgros.

Entre la colline et la montagne est une dépression où s'observent des marnes crétacées appuyées contre des calcaires tithoniques en gros bancs.

L'affleurement de poudingues nummulitiques est limité. Le Néocomien auquel s'ajoutent le Gault et peut-être l'Aptien s'étend vers l'O. jusqu'au cimetière et disparaît sous les alluvions de la plaine et de la vallée. Vers le N.E. il occupe de très larges surfaces entre Lloseta, Biniamar et Inca.

Les calcaires, jurassiques sans doute, qui forment le Peñalgros constituent les collines qui entourent Biniamar au N. et à l'E. Dans cette dernière direction, ils s'abaissent extrêmement. Le Tithonique est appuyé contre le Jurassique, partout où celui-ci s'enfonce sous le Crétacé.

Au N.E. de cet ensemble de petits sommets, et séparé d'eux par la dépression de Biniazent, s'élève un massif plus important et complexe formé, à son extrémité S.O., par la cote 600 dont nous avons décrit brièvement la partie qui domine Hort Nou et Sastorell, et à son extrémité N.E. par le P. Suro dont nous avons déjà décrit le bas des versants N. et E. (p. 58).

Si nous reprenons l'étude du versant N.O. de la cote 600 et du P. Suro, nous y observons la superposition naturelle du Tithonique au Lias, en une bande qui se suit à flanc de coteau tout autour du P. Suro,

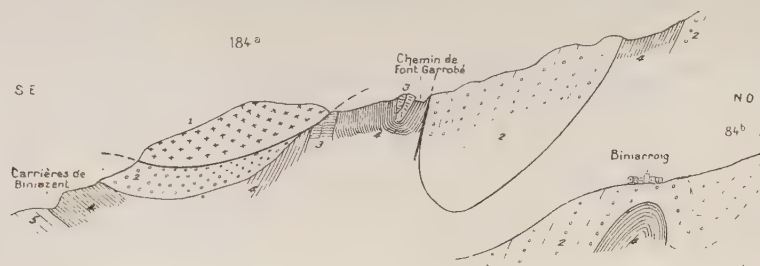


FIG. 184. — Coupes des replis du P. Suro.

1, Dolomie du Trias; 2, Poudingue oligocène; 3, Calcaire à *Nummulites intermedius*; 4, Barrémien; 5, Néocomien inférieur.

puis, sur ce Tithonique, de marno-calcaires néocomiens. Nous avons donné, figure 33, la coupe relevée de bas en haut à la hauteur du col du sentier d'Aumedrà à Selva :

- 1° Dolomies du Trias.
- 2° Calcaires liasiques.
- 3° Calcaires dolomitiques à empreintes de Bivalves.
- 4° Tithonique.
- 5° Calcaires lités « café au lait » du Néocomien inférieur discordants en apparence, du fait du repliement des couches.
- 6° Marnes du Néocomien supérieur.
- 7° Grès oligocènes.
- 7' Poudingue oligocène de base à éléments fins.
- 8° Poudingue à gros éléments.
- 9° Poudingue du type normal.

Ce Tertiaire va constituer tout le versant méridional du P. Suro et, en tout cas, toute l'arête qui le relie à la cote 600, en amont de Hort Nou. La masse du P. Suro est coupée d'une bande de terrains néocomiens, pendant au S.E., qui se suit depuis la Font Garrobé jusqu'au N.E. de Moncor et qui correspond sans doute à un anticlinal très étroit et légèrement déjeté vers le N.O. (fig. 184 b). Une autre bande crétacée est coupée par la route de Moncor à la Font Garrobé (fig. 184 a).

Les bandes successives de Nummulitique et de Crétacé orientées au S.O. traversent le ravin de Font Garrobé, puis disparaissent sous les couches de dolomies et de calcaires qui semblent reposer ici sur leurs tranches et constituent la montagne cotée 600 au N. de Sastorell (pl. VI, profils XL et XLI¹).

Les assises en recouvrement pendent dans l'ensemble au S.E. et sont entamées par deux ravins, l'un qui de la cote 600 descend parallèlement au ruisseau de la Font Garrobé, l'autre moins bien individualisé, qui s'oriente vers Sastorell. Tous deux, dès qu'ils ont atteint les marno-calcaires du pied des rochers, dessinent un coude au S.O. et atteignent la vallée de Lloseta.

Le premier des ravins montre sous le Jurassique massif les assises triasiques formées de Dolomies sans roches éruptives. Le second est à peu près parallèle à une cassure qui correspond à un affaissement assez

¹ Ces profils montrent sous les assises crétacées le calcaire liasique rompu par les failles. C'est là une interprétation théorique.

important de l'extrémité S.O. de la masse de Trias et de Lias. Cette masse paraît reposer en recouvrement sur le Tertiaire et le Crétacé.

Son contour tel qu'il ressort de notre carte semble inciter à cette interprétation.

Au N., en face d'Aumedrà, sur le Tithonique, le Néocomien et le Nummulitique de la Série II, reposent des dolomies finement litées (30 mètres), des dolomies plus sombres en gros bancs (20 mètres), des dolomies en gros bancs (40 mètres), enfin le calcaire jurassique (profil XL).

L'éperon de Jurassique qui domine Sastorell est entouré de marnes crétacées qu'il paraît dominer de toutes parts.

Si l'on monte de Sastorell par le ravin qui sépare le témoin que nous étudions de Sa Serra (400 mètres), on observe, partout où les alluvions ne le masquent pas, du Néocomien contenant localement des replis ou des lentilles de poudingue nummulitique. Ce Crétacé paraît dessiner un rentrant léger dans le ravin en $x = 7^{\circ}20 + 4.200$; $y = 41^{\circ}10 + 5.300$.

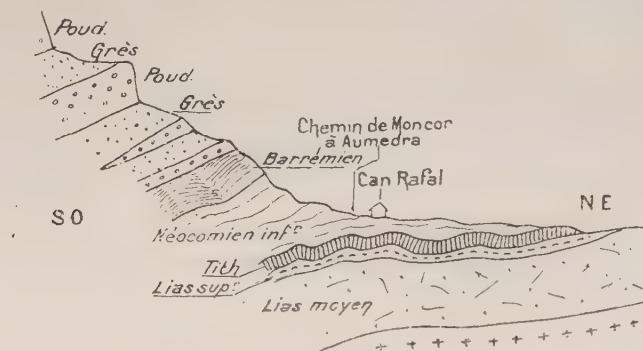


FIG. 185. — Coupe du flanc N.-N.E. du Puig Suro. (Ech. 1/15.000.)

Mais ici apparaît une première anomalie. Le vallon par lequel passe la route est barré par des calcaires lités clairs, sublithographiques, auprès desquels apparaît le Tithonique. Ces calcaires qui appartiennent soit au Jurassique, soit au Néocomien inférieur, sont coupés par une gorge étroite. Immédiatement au N.E. apparaît le Nummulitique qui s'étend au pied des parois de P. de Sastorell jusqu'au col qui sépare le bassin de ce torrent de la dépression de Biniacent. Des argiles bleues ont été entamées par des travaux au pied des parois triasiques qui dominent le Nummulitique.

L'éperon qui, de la cote 600, s'abaisse vers Biniacent, est aussi manifestement en recouvrement sur le Nummulitique et le Crétacé à l'amont des maisons. Mais son Trias dépouillé de sa couverture de Jurassique s'étend de l'autre côté du ravin de la Font Garrobé et constitue une légère avancée contre le versant du P. Suro (fig. 184 a). Les dolomies assez irrégulièrement inclinées dominent les marnes néocomiennes (principalement barrémiennes) de la carrière de Biniacent, dont elles sont séparées par une faible épaisseur de poudingues (fig. 184 a). Ce chevauchement paraît encore fort net. Mais le contact du Trias et des couches néocomiennes et nummulitiques en amont de cette petite colline de dolomies est naturellement moins suggestif.

La vallée de Biniacent est orientée S.O.-N.E. jusqu'en $x = 7^{\circ}20 + 6.400$; $y = 44^{\circ}10 + 5.400$.

A partir de ce point, elle se coude de 90 degrés au S.-E. et traverse dans une gorge le contrefort N.E. du Peñalgros, pour gagner la région de Biniamar. Mais sur le prolongement du tronçon supérieur de la vallée une dépression, correspondant sans doute à un ancien cours du torrent, se dirige vers Mancor. La crête qui domine au N.O. cette dépression est formée par le prolongement de la colline triasique mentionnée plus haut; et une seconde éminence s'y montre, formée de calcaire jurassique peut-être accompagné de Trias, séparée de la première par un ensellement où affleurent des marnes crétacées en continuité avec celles qui forment le versant septentrional de la vallée.

Cette seconde colline est-elle formée d'assises en recouvrement? Si l'on contourne par le S.-S.E. et le N., les couches néocomiennes y paraissent plaquées en sorte qu'elle apparaît comme un petit bombement

en dôme allongé¹ : l'étude du vallon qui se trouve au N. et dans lequel passe la route de Mancor à la Font Garrobé permettrait de vérifier ce point. Quoi qu'il en soit, le Néocomien qui forme le fond de la dépression où passe le sentier de Biniazent à Mancor se poursuit jusqu'aux abords du village où il disparaît sous les alluvions.

Il semble bien que ce soit le même Néocomien qui réapparaisse au N. de Mancor sous le Nummulitique, où on le suit à flanc de coteau tout le long du chemin jusqu'à Rafal et au delà (fig. 185).

Le contrefort qui domine Mancor au N. présente à nouveau des formations nummulitiques où apparaissent des grès, des poudingues et des calcaires d'eau douce. Ce sont les grès et les poudingues qui pendant au S.E. forment le pied de ce contrefort et qui disparaissent sous les alluvions du torrent de Massanella et sous ceux de la petite vallée de Mancor. Ces formations se poursuivent du reste en profondeur. Nous les retrouverons immédiatement à l'O. dans les collines de Selva.

6. Le Problème de l'enracinement du témoin de Sastorell. — L'étude même de ce sommet nous a conduit à y voir une masse de terrains triasiques et liasiques chevauchant la Série II. Mais le problème des racines est aussi délicat et encore aussi insoluble que dans la région de Son Cadeña.

Le massif de S'Peñalgros domine bien la vallée de Biniazent ; mais, au lieu de montrer un pendage régulier au S.E. comme la plupart des montagnes que nous avons décrites, il se présente en anticlinal asymétrique.

Si, en effet, on gagne la vallée de Biniazent, depuis Biniamar, on observe sous le Jurassique des dolomies du Trias dans la position indiquée par nos profils XL et XLI : dès l'amont de l'ancienne fabrique de ciment, le noyau triasique de l'anticlinal disparaît et, pour le retrouver, il faut atteindre la section de toute la montagne par la vallée de Lloseta vers Son Maniga.

Le fond de la vallée de Biniazent est formé par le Tithonique et le Néocomien ; le Nummulitique est localement conservé au N. Vers Biniazent, ce synclinal se complique d'un anticlinal médian qui va brusquement prendre une grande importance et former le P. Serra (400 mètres) (profils XLI et XL bis).

Au S.E. de ce sommet, l'anticlinal de S'Peñalgros se déverse légèrement. Le Puig Serra montre un déversement semblable compliqué de la manière qui est reproduite profil XL.

Mais en aucun de ces accidents n'apparaît la ligne de chevauchement ou le dispositif en écaille auquel il serait possible de rattacher les assises que couronnent le Puig de Sastorell.

Vers le S.O. on constate que le synclinal du pied N. de S'Peñalgros, que nous nommerons synclinal de Son Diviu, est peu profond et que son fond de Jurassique est tranché par le versant qui domine Son Maniga.

Le synclinal qui se forme au N. de Sa Serra devient, au contraire, plus important et c'est à lui qu'il faut rattacher le Néocomien du ravin de Sastorell.

Si, en résumé, la montagne de S'Peñalgros présente bien le dispositif que nous avons cru y observer, il semble bien difficile d'y voir la racine du P. Sastorell. D'autre part, ce dernier ne nous paraît pas pouvoir être considéré comme un dôme faisant saillie hors du Crétacé et du Tertiaire ; ses contours et son allure y marquent un chevauchement caractérisé. Nous croyons donc qu'il convient de reprendre l'étude de cette région et de rechercher avec un soin tout particulier si quelque accident longitudinal ne nous aurait pas échappé dans le flanc septentrional du Peñalgros, auquel se rattacherait le P. de Sastorell.

Les contradictions auxquelles nous nous heurtons dans l'analyse de ces montagnes se trouvent accrues par l'étude du petit sommet coté 300 qui sépare Mancor de Biniamar. Il est formé (fig. 186) d'un

¹ Notre carte la porte sous forme de témoin. C'est une hypothèse qui appelle de fortes réserves.

gâteau de calcaires lacustres (6) délimité par des parois verticales ou des pentes escarpées et qui repose sur des couches à lignite (5) du Crétacé (4), du Tithonique (3), du Lias supérieur (2) et du Lias calcaire (1).

Au milieu de cette masse est un ensellement par lequel passe un sentier. On y atteint du poudingue nummulitique, qui paraît localement subordonné à des calcaires lacustres durs. Mais il n'y a pas renversement des couches.

La galerie d'entrée de l'une des mines de Biniamar attaque le Tithonique pendant au N.O. pour atteindre bientôt la couche fertile dont le pendage est plus fort que celui de la galerie.

A l'extrémité S.O. de cette colline d'Oligocène lacustre, on observe le Jurassique sous un Crétacé très réduit par l'érosion anté-oligocène, puis, en aval de ce Jurassique, le Trias. Ces assises sont la continuation de celles du Peñalgros, mais c'est grâce à ces failles que ces assises sont ainsi rapprochées. Ces cassures apparaissent nettement à l'E. de la vallée et non loin du sentier direct de Biniazent à Mancor (fig. 187). Enfin une autre faille fait buter du Néocomien et du Tithonique pendant au N.E. contre du Trias.

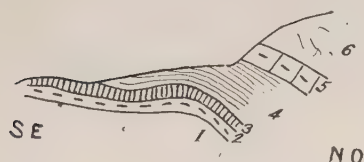


FIG. 186. — Extrémité S.O. de la colline de Biniamar.

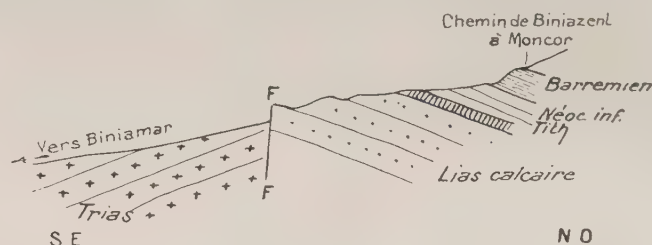


FIG. 187. — Coupe du fond de la dépression de Biniamar en face de la cluse du Torrent.

Quelle que soit la complexité du détail de ces petits accidents, il n'en demeure pas moins probable que les couches oligocènes de la cote 300 sont les mêmes que celles qui sont exploitées 3 kilomètres plus au S., à la mine de Lloseta. Ce fait implique donc l'ennoyage à l'E. des couches jurassiques de S'Peñalgros. Nous perdons donc complètement la suite des assises chevauchantes de la Série III.

Cette écaille, très développée au S.O. de la chaîne et jusqu'à la hauteur du P. S'Oncadeña — si l'on admet que le Puig l'Ofre en représente un élément avancé — peut évidemment aller en s'atténuant vers le N.E., mais il paraît difficile qu'elle disparaisse avec tant de brusquerie, et malgré que le chevauchement du P. S^a Magdalena paraisse la relayer, nous croyons qu'une étude nouvelle consacrée à la région comprise entre Alaró et Mancor permettrait de donner, sous forme d'une très jolie monographie tectonique de détail, une interprétation plus simple et plus approchée de la vérité que la première esquisse que nous venons d'en tracer.

7. Les Formations crétacées et tertiaires de la région de Binisalem-Selva. — Nous avons décrit les coupes les plus significatives de cette zone, sur laquelle les formations à lignites ont depuis longtemps attiré l'attention des géologues. Nous ne donnerons ici que sa description d'ensemble.

Le versant oriental de la Sierra de Majorque supporte, comme nous l'avons déjà dit à propos de la Sierra Burguesa, un assez puissant ensemble de formations détritiques apparemment oligocènes. Ces terrains reposent tantôt directement, en discordance, sur le Crétacé ou le Jurassique, tantôt par l'intermédiaire de ces couches lacustres, à lignites, du Sannoisien et du Stampien inférieur. Les unes et les autres sont particulièrement développées aux abords d'Alaró, où les dépôts tertiaires forment tout un chaînon indépendant, parallèle à la chaîne qui s'étend depuis le N.O. de Consell jusqu'à la vallée de Lloseta, isolant au pied des montagnes un petit bassin d'alluvions de 1 km. 5 sur 2 km. 5 au bord duquel est bâti Alaró.

En réalité, ce chaînon tertiaire repose sur des couches crétacées et jurassiques disposées en un anticlinal peu prononcé ici, mais dont l'axe va s'élever vers le N.E., en sorte que le Gault affleure

vers Son Negret et que, de l'autre côté de la vallée de Lloseta, le pli s'amplifie brusquement pour former de ses couches jurassiques le Peñalgros décrit précédemment. Ce bombement est décapé par l'érosion ; ce n'est que vers le S.E., vers la plaine, que l'on en retrouve la couverture oligocène, et la majeure partie des poudingues et des couches à lignite s'y trouvent recouvertes par les alluvions quaternaires.

On a déjà vu que, dès le N.E. de Biniamar, l'ennoyage du Jurassique du Peñalgros est suffisant pour que les formations tertiaires aient été largement conservées dans la région de Selva.

Nous avons décrit le versant S.E. des montagnes qui s'élèvent au S.O. d'Alaró. Le poudingue nummulitique y est conservé à leur pied depuis Son Torellas. Mais localement, il est recouvert par les alluvions du torrent d'Orient.

Ceux-ci s'étalent depuis Son Torellas, vers le pied des hauteurs de Peñaflor et d'El Puig, et se joignent à la masse du Quaternaire ancien qui frange tout le pied oriental de la chaîne.

Le Molino (215) est une colline composée de cailloux roulés et de gros blocs pouvant atteindre une demi tonne, assez différents par leur aspect des alluvions quaternaires.

Au sommet, pointent des couches dolomitiques douteuses sans pendage visible.

Immédiatement au N. du Molino, un monticule montre des cailloutis liés par un ciment gris dont l'aspect évoque un peu les couches de Campanet, dont nous parlons ailleurs et que nous attribuons au Quaternaire ancien ou au Pliocène.

Enfin, en descendant au N. du monticule, on atteint des calcaires vacuolaires, peut-être miocènes, reposant sur un poudingue douteux qui ressemble au Nummulique. Le tout pend N.O.

Le Nummulitique franc reparait au bord du chemin de S. Torellas à Alaró et forme toute la série des collines qui s'étendent jusqu'à El Puig et Peñaflor (267 mètres). Localement, le poudingue semble transgressif sur le Trias, mais c'est sur le Jurassique et sur le Crétacé qu'il repose autour de l'éperon de calcaires que coupe la route. Les couches à silex et le Tithonique, l'un et l'autre assez froissé, apparaissent non loin de la Teulera. M. DARDER nous a dit y avoir trouvé, dans les couches rouges, des Ammonites du Lias supérieur ou moyen.

La tuilerie exploite des marnes que, par leur faciès, nous rapportons à l'Aptien ou au Gault.

Les formations nummulitiques s'étendent jusqu'aux abords immédiats d'Alaró, où nous les avons déjà décrites dans les montagnes dominant cette localité.

C'est dans ces collines qu'HERMITE avait décrit ces couches qu'il attribuait à l'Eocène moyen et supérieur (ce qui équivaut à peu près à l'âge oligocène que nous leur prêtons, vu la différence de classification), où il avait découvert des gisements de Gastropodes et de Bivalves que nous n'avons su retrouver.

Le prolongement de ces conglomérats forme la colline de Peñaflor dont nous avons donné (fig. 59) une coupe qui montre les rapports des poudingues de l'Oligocène lacustre et du Crétacé.

C'est une disposition analogue des couches, bien que le détail de leurs plis nous échappe encore, que présente la longue crête des collines de Bellveura, qui est séparée de Peñaflor par la vallée du torrent d'Alaró.

Nous avons décrit dans la partie stratigraphique de ce travail l'extrémité S.O. de cette crête aux abords de Bañols : le Nummulitique marin en constitue le sommet et le versant, N.O., avec pendage au N.O. ou à l'O., suivant les endroits.

Le versant S.E. montre à sa base l'Oligocène lacustre, reposant sur du Crétacé, du Tithonique, et, peut-être, sur des calcaires jurassiques. Ces couches sont disposées en un léger anticlinal dont la retombée orientale correspond aux affleurements de marnes crétacées de Son Borneta et à ceux que coupe le chemin de Binisalem à Bellveura et dont la couverture de poudingue, décapée par l'érosion, réapparaît localement à l'O. du kilomètre 22 de la voie ferrée et dans Alaró, à la Calle de las Rocas.

HERMITE donne (thèse, p. 184, fig. 34) la coupe de la colline de Bellveura et y fait intervenir une faille. Nos observations faites à peu près selon la route de Binisalem à Bellveura ne nous ont montré que les repliements indiqués figure 188, et M. GASPAR POL, qui a dirigé ou surveillé l'exploitation de la plupart

des mines de la région, nous a assuré qu'en aucun point les galeries, actuellement en partie éboulées, n'ont donné sur des failles.

Quant aux couches que la coupe d'HERMITE attribue au Jurassique, nous ne les avons portées en Néocomien inférieur qu'avec beaucoup d'hésitation.

Ce sont des calcaires lités, sublithographiques, clairs, qui, près de Bellveura, séparent les marno-calcaires néocomiens (Hauterivien, Barrémien, sans doute) du Tithonique rose. Leur attribution au Néocomien inférieur apparaît donc logique. Mais vers Son Borneta il semble que les marno-calcaires butent par faille contre des couches litées, gauchies, qui, quoique sur le prolongement des premières, paraissent en différer. Il est donc possible que des cassures de détail fassent apparaître ici du Jurassique. Il faudrait y trouver des fossiles.

Le chemin d'Es Cocó à Son Berper traverse des calcaires en grosses dalles, de grain très fin et clair, que pour ces caractères nous placerions aussi dans le Néocomien inférieur, mais que leur mode de gisement inciterait par contre à rapporter au Jurassique ou au moins au Tithonique. Les marno-calcaires crétacés qui les recouvrent appartiennent en partie au Barrémien; vers Can Negret, ils se complètent de marnes bleu sombre, très fines, sans doute albiennes.

Toutes ces formations secondaires sont recouvertes par l'Oligocène lacustre qui ne paraît pas comporter ici de couches fertiles. Il est couronné par des calcaires durs qui supportent à leur tour le Stampien moyen et supérieur marin à *Nummulites intermedius* D'ARCH.

La dépression est plaquée d'alluvions de la manière indiquée par notre carte.

Vers $x = 7^{\circ}20' + 2.300$; $y = 44^{\circ}10' + 2.500$, certains dépôts reprennent ce faciès assez singulier que nous avons décrit dans la colline de Campanet. Nous n'avons aucune raison de leur attribuer un âge défini; néanmoins, nous avons cru devoir les distinguer, encore ici, par une teinte spéciale.

Nous avons décrit incidemment les abords de Lloseta dans un paragraphe précédent. Vers la gare apparaît l'Oligocène fertile, qui y est exploité dans une mine assez productive. Presque toute la région de collines qui sépare Biniamar de la ligne de chemin de fer est constituée par du Néocomien froissé et peu fossilifère, parfois exploité pour la fabrication du ciment.

Localement sont conservés des lambeaux de poudingue nummulitique.

Une légère ondulation sépare les abords de Biniamar de la dépression du torrent de Massanella. Elle correspond à un faible bombement des couches jurassiques et néocomiennes. Mais les dépôts superficiels sont largement plaqués sur ces sédiments secondaires.

8. Inca. Selva. Campanet. — Les chaînons du P. Suro et du Peñalgros ne se poursuivent plus dans cette région que par des reliefs atténués, en majeure partie formés de poudingue nummulitique, qui dominent de leurs pentes adoucies, des dépressions, où, lorsque les alluvions ne sont pas étendus en un manteau trop continu, affleurent les marno-calcaires du Néocomien, du Crétacé moyen, et, peut-être, du Crétacé supérieur.

La distinction d'anticlinaux ou de synclinaux individualisés n'est plus guère possible, mais dans une certaine mesure les éminences sont orientées selon le prolongement des chaînons précédemment étudiés : ainsi les collines de Selva se continuent par la ligne de hauteurs qui réunit Moscari à Campanet.

Notre carte montre le tracé des divers torrents qui ont apporté leurs alluvions dans ces parages.

Plus on se dirige vers l'aval de ces cours d'eau, plus largement sont étalés ces dépôts sur lesquels ils sinuent. Seuls quelques affleurements très limités permettent de déterminer localement la nature des terrains en place.

Les collines de Selva forment un ensemble de petites crêtes allongées du S.O. au N.E. La dépression qui les sépare des pentes de la Sierra est formée de Néocomien, qui affleure en outre dans divers vallonnements qui séparent les collines elles-mêmes, ainsi que dans la tranchée de la route royale au N. du village (voir ch. V et carte géologique).

Le Crétacé¹ formé de marnes gris-bleu réapparaît au pourtour du Puig Roteta, et nous l'avons indiqué avec la teinte avec laquelle nous représentons l'Aptien et le Gault. Outre le faciès de ce Crétacé, nous nous sommes basé sur un bel exemplaire de *Mortonicerias inflatum* Sow. sp. que M. GASPAR POL a recueilli dans le Crétacé du fond de la mine de Can Miray. Tous ces terrains pendent à l'E., en sorte que la route royale demeure entre les kilomètres 12,5 et 13,8 dans le poudingue stampien, avant d'atteindre les alluvions. Ceux-ci sont peu épais et, près d'un moulin au S.O. de la route, on a exploité, sous une mince croûte de Quaternaire, des argiles bleues à tuiles qui représentent la continuation des couches du pied du P. Roteta. On pourra sans doute les classer dans l'Aptien ou l'Albien.

Le Crétacé, localement recouvert de poudingues oligocènes et de Quaternaire, se retrouve dans la région de San Arnau au S. de Caimari et se poursuit, principalement représenté par des marno-calcaires à *Desmoceras*, en direction de Can Sastre, Binisini et Castell Petit.

Vers Can Sastre on observe les couches néocomiennes et tithoniques redressées contre les assises fortement inclinées du P. Nubellons.

Sur ces dernières, transgressif et pendant de 15 degrés au S.E., vient du poudingue nummulitique, sous lequel pointe, près de Tortella, un peu de calcaire dur qui paraît être de l'Oligocène lacustre.

Continuant la coupe vers le S.E. on atteint, au S. de la route de Can Sastre à Campanet, le revers septentrional de la colline de Moscari.

Cette route suit ici une légère dépression où le Crétacé est recouvert par des calcaires un peu siliceux que nous avons pendant longtemps pris pour du Jurassique, mais qui paraissent en définitive être l'équivalent des calcaires lacustres et que nous indiquons donc sur notre carte comme oligocènes (profil XLIV).

Ils supportent des poudingues nummulitiques, mais un repli ou une petite cassure fait chevaucher ces derniers par du Crétacé, puis par des calcaires lacustres, et ce n'est qu'après cette double succession que l'on atteint la masse principale des poudingues oligocènes de Moscari.

Ces diverses bandes de terrains peuvent se suivre partiellement vers Selva dont elles sont séparées par le vallon plaqué d'alluvions du torrent.

A la bifurcation de chemins, en $x = 7^{\circ}30 + 2.600$; $y = 44^{\circ}10 + 7.700$, réapparaissent des calcaires durs qui doivent être le dernier affleurement de la principale de ces bandes d'Oligocène lacustre. Celle-ci est la seule qui ait été indiquée sur la carte, l'échelle ne permettant pas d'y figurer le détail indiqué dans la coupe.

Le versant méridional de la colline de Moscari est partiellement plaqué d'alluvions à débris marno-calcaires du type de ceux de Campanet. De plus, des alluvions récentes forment une large traînée depuis l'amont de Can Roig, aux abords du torrent de Cap de Bou, sur le prolongement du torrent de la Casa des Guix.

Mais celui-ci ne passe pas dans cette dépression. Son lit ayant atteint les marno-calcaires tendres du Crétacé s'y est frayé un chemin par Binisini et Bonaba jusqu'aux abords d'El Rafal; après sa jonction avec le torrent de la vallée de San Miguel, il se dirige au S.E., vers la Puebla.

Orographiquement, le petit groupe de collines de Campanet comprend les hauteurs depuis Can Tabou, Aubervells, la Capitana et Campanet jusqu'à Bugar.

En réalité, le relief sur lequel sont établis ces deux villages est entièrement formé de ces alluvions d'allure spéciale que nous appelons « alluvions de Campanet », alors que les collines des abords de San Garau et la Capitana sont constituées par la roche en place.

La route de Campanet à Son Sastre atteint le Nummulitique aussitôt après les dernières maisons du village. La route de Can Garau, après avoir passé sur le Nummulitique, atteint des

¹ En $x = 7^{\circ}30 + 1.100$; $y = 44^{\circ}10 + 6.000$ affleurent des calcaires à silex d'un type particulier. Il ne serait pas impossible qu'une étude attentive y fasse trouver des fossiles de Crétacé supérieur.

dolomies semblables à celles du Trias, qui forment tout le promontoire que contourne le torrent. Une faille paraît séparer le Tertiaire de ce Trias. Mais la route en lacets de Bonaba permet d'observer que sous les dolomies apparaissent des marno-calcaires crétacés. Il en est de même à l'O. de l'éperon triasique, où un ravineau en $x = 7^{\text{e}}30 + 5.800$; $y = 44^{\text{e}}20 + 300$, montre les marnes crétacées exploitées dans un « rentrant » dont les contours semblent indiquer une superposition anormale.

Enfin les parois de dolomies litées, qui surplombent la route et les marnes crétacées des abords du torrent, ne s'enfoncent pas dans ces marnes.

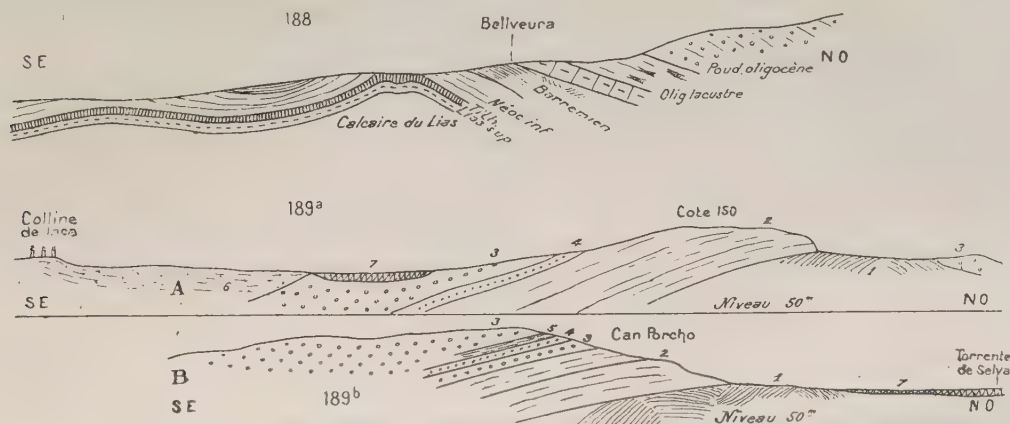


FIG. 188. — Coupe selon le chemin passant à l'E. de Bellveura.

FIG. 189. — Coupes parallèles à travers les collines d'Inca : a) au S.O. ; b) au N.E. de la route d'Inca à Lluch. (Ech. 1/10.000^e.)

L'éperon de la Capitana apparaît donc comme un témoin de Trias, demeuré sur le Crétacé après le décapage d'un accident tectonique de plus grande amplitude auquel serait due sa position anormale. Nous ne croyons pas que le Nummulitique soit transgressif sur la ligne de contact anormal. Mais devant ces accidents dont la raison demeure encore obscure, la question peut se poser de savoir s'ils appartiennent bien à la chaîne post-miocène ou à des montagnes anté-oligocènes, et nous croyons bon d'attirer l'attention des géologues sur ces points. Toutefois, il paraît ici possible de rattacher cet accident à l'imbrication du massif de S. Miguel - S. Antoni (voir ch. XX).

Le versant S.E. des montagnes de la Plana forme un éperon de calcaire jurassique vers Bonaba, juste en face de ce témoin de Trias. Mais une partie de ce Jurassique pourrait bien, au moins vers Santiani, n'être qu'éboulée.

Le Crétacé s'appuie contre le Jurassique, et le Tithonique que nous n'avons pu voir à Santiani apparaît vers l'O. où il se suit jusqu'après Castell Petit.

Néocomien et Portlandien sont recouverts partiellement par du poudingue nummulitique dont un débris, accompagné de calcaire lacustre, est conservé dans un petit synclinal du Crétacé sous la maison de Castell Petit. Toutes ces couches, dont les affleurements sont interrompus par les alluvions du torrent, se poursuivent, vers Son Sastre et Caimari, par celles que nous avons déjà énumérées.

Au S. du Torrent de Selva s'élèvent des collines qui ont obligé ce cours d'eau à longer leur pied septentrional.

Leur allure est assez monotone. Deux coupes prises à l'O. de la route royale et à l'E. de celle-ci montrent les termes suivants (fig. 189) :

- 1° Marnes crétacées (Barrémien, Aptien?).
- 2° Calcaires lacustres du Sannoisien ou du Stampien.

- | | |
|---|---------------------------------|
| 3° Poudingue. | } Stampien et Aquitanien marin. |
| 4° Grès. | |
| 5° Marnes sableuses. | |
| 6° Alluvions anciennes, type de Campanet. | |
| 7° Alluvions récentes. | |

Là encore, nous avons considéré jadis ce calcaire comme jurassique. La présence de parties cristallisées dans sa pâte nous le fait maintenant rapporter à l'Oligocène.

Un vallon d'alluvions récentes sépare la partie méridionale de ces collines de celle où sont dressés les moulins à vent d'Inca. Celle-ci est formée d'alluvions du type de Campanet, avec gros blocs roulés, débris de Lias supérieur ou de Bajocien décomposés, cailloutis et lits de graviers fins. La stratification est ici inclinée au N.E. On ne retrouve plus ces formations à l'E. de la route.

La large colline nummulitique qui s'élève à l'E. de la route, sur le prolongement de la cote 150, montre l'atténuation de l'anticlinal que nous venons de mentionner.

Sa couverture de poudingues est puissante et se poursuit au delà de la grande route d'Alcudia jusqu'au pied du Puig S^a Magdalena.

Non loin de Can Porcho, des grès jaunes se joignent aux conglomérats, ainsi que d'importantes couches de marnes sableuses que l'on y exploite pour en faire du ciment. Nous n'avons trouvé de fossiles ni dans les marnes ni dans les grès. C'est à peu près à la hauteur de ces gisements qu'est prise notre coupe figure 198 b.

Plus à l'E. toute la colline s'efface et les alluvions récentes étendent leur carapace sur la roche en place.

Toutefois en $x = 7^{\circ}30' + 4.800$; $y = 44^{\circ}10' + 6.600$, le torrent de Selva met à jour des dépôts miocènes.

g. **Le P. S^a Magdalena.** — La masse des poudingues nummulitiques que nous avons signalés depuis la colline de Can Amer jusqu'à la route royale d'Inca à Alcudia se poursuit au S.E., jusqu'au pied septentrional du Puig S^a Magdalena. Localement, entre Can Pencheta et Sas Vetas, elle supporte une formation plus récente que nous rapportons avec hésitation à du Miocène.

Le Puig de S^a Magdalena est un sommet de 300 mètres d'altitude, isolé au S.E. d'Inca, et forme une petite montagne allongée du S.O. au N.E. sur 3.500 mètres de long et environ 1.000 mètres de large.

Son pied N.O. est formé de Nummulitique et peut-être de Burdigalien. Une masse jurassique épaisse de 150 mètres paraît s'appuyer contre ces terrains en pendant au S.O., en sorte que ce Puig se présente de prime abord comme une petite imbrication, analogue à celles de la chaîne, légèrement oblique par rapport à elle, qui témoignerait de l'existence sur son prolongement d'un accident plus méridional que tous ceux que nous avons décrits jusqu'ici, ou d'une déviation de la Série III (voir schéma structural, fig. 2).

Une coupe N.O.-S.E. de cette montagne par son extrémité N.E. montre la succession suivante (fig. 190):

- 1° Poudingue nummulitique.
- 2° Grès à section de *Clypeaster* et à faciès analogue à celui du Burdigalien du Nord de la chaîne.
- 3° Calcaires gris à odeur d'hydrocarbure.
- 4° Poudingue nummulitique.
- 5° Calcaires durs, gris, à silex, analogues aux niveaux de calcaires les moins marneux du Lias supérieur ou du Bajocien.
- 6° Calcaires lités, couleur café au lait clair.
- 7° Calcaire jurassique massif.

C'est par ces couches creusées, de lapiez, que culmine la montagne.

Une chapelle est bâtie à son extrémité N.E., une croix à son extrémité S.O., qui est la plus élevée. Toute l'arête est formée de calcaires pendant au S.E.

Un chemin de voitures accède à la chapelle en décrivant des lacets dans un petit couloir, orienté face à l'O., où l'on peut observer une superposition analogue.

Le versant S.E. de la montagne présente des parois et des lapiez d'un franchissement très difficile, sauf par les rochers qui dominent Son Monjo. Cette maison se trouve auprès d'un ravineau dont le débouché des rochers montre les marno-calcaires de la base du Puig, dominés par les deux épaulements de Jurassique qui bordent le ravin, comme si ce Crétacé passait sous le Jurassique.

Immédiatement à l'E., un second barranco, tout aussi profond, demeure dans le Jurassique jusqu'au point où, brusquement il passe sur le Crétacé.

Des traces de Crétacé apparaissent encore dans les champs au pied de la montagne, entre Son Frare et Son Vivot, mais dans des rapports indécis avec le Jurassique.

Entre Son Monjo et Son Cota, au contraire, s'observent des parois verticales de calcaire jurassique, qui dominent le Crétacé. On a foré des petites galeries dans ce Crétacé (qui est formé de marnes bleues du type aptien ou albien) et il semble localement que ce terrain se poursuive sous le calcaire jurassique. Par places, il y a du poudingue nummulitique au pied des parois.

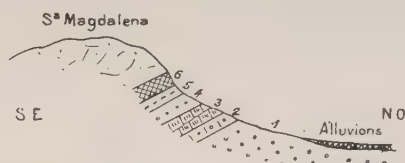


FIG. 190. — Coupe du Puig Santa Magdalena. (Ech. 1/20.000^e.)

L'examen du flanc N.O. et du flanc S.E. de la montagne semble donc montrer le calcaire jurassique en superposition anormale sur le Crétacé et le Tertiaire.

Vers Son Vivot les placages de quaternaire occultent tous les contacts.

Mais vers Can Ramonet, l'allure des couches change. Au S.O. de la route des calcaires jurassiques affleurent dans les champs et supportent localement du poudingue nummulitique. Ces calcaires qui s'étendent vers Son Gual sous le poudingue nummulitique du flanc N.O. de la montagne se relient d'autre part en amont de Son Cota à l'arête de calcaires jurassiques qui représente l'extrémité S.O. des couches du sommet.

La prudence incite donc à interpréter le P. S^a Magdalena comme un anticlinal étroit de calcaire jurassique légèrement déversé au N.O., en sorte que la série tertiaire qui remplit le synclinal contre lequel il s'incline se trouve avoir ses couches doublées, comme dans un synclinal couché.

Les superpositions douteuses du Jurassique au Crétacé ne seraient, au bas du versant S., que des apparences locales.

Mais l'assimilation de cet accident anormal à un élément de la Série III n'en demeure pas moins possible et vaut d'être vérifiée sur le terrain.

C'est sous les formations quaternaires qui s'étendent au S. du P. S^a Magdalena qu'affleurent les couches à *Pithocerithium* et autres niveaux néogènes décrits chapitre VI.

CHAPITRE XIX

DE LLUCH AU CASTELL DEL REY
ET AU CABO FORMENTOR

1. Les Montagnes du Nord de la Chaîne entre Lluch et le Castell del Rey. — La Sierra de Majorque se subdivise longitudinalement, à partir de Lluch, en deux éléments orographiques qui correspondent à des différences tectoniques et stratigraphiques notables.

La première zone comprend, au N., les sommets bordant la côte, et, au S.E. de ces hauteurs, un sillon accidenté et élargi, qui est occupé par les énormes lapiez de Son Ausinas, puis par la vallée se dirigeant de Mortich et La Montanya vers Pollensa.

Les montagnes principales sont, dans cette partie, le massif du Puig Roig et du Puig Caragolé, puis celui d'Ariant-Ternellas dont le prolongement au N.E. forme l'arête sur laquelle se dressaient, il y a peu d'années encore, les ruines en arceaux du Castell del Rey. Certains d'entre ces reliefs sont constitués par des imbrications de la Série inférieure, prolongement de celle de Tuent, d'autres, tels les Puigs Roig et Caragolé, représentent les témoins de Séries supérieures.

La seconde zone comprend toutes les montagnes qui forment la ligne de faite de cette partie de la chaîne, du col de Lluch à Pollenza, par le Puig Tomir, le massif de Fartaris, ainsi que l'ensemble des sommets qui s'étagent, en décroissant de hauteur, jusqu'à la plaine quaternaire de La Puebla.

La zone septentrionale est la plus variée dans sa constitution géologique, tandis que, depuis le P. Tomir jusqu'au pied S.E. des montagnes, le régime, très monotone, est celui d'imbrications redressées, quelquefois incomplètement individualisées.

L'étude des montagnes de la zone septentrionale est relativement simple, mais c'est dans cette région que le faciès en calcaires bréchoïdes du Néogène prend le plus d'extension et prête aux plus faciles confusions.

2. Le Plâ d'Aubarca. — La Série inférieure dont nous avons décrit entre le P. de Sa Costera et Tuent la puissante masse de calcaires jurassiques, pinçant localement de petits synclinaux écrasés de Lias supérieur, se poursuit vers le N.E., de l'autre côté du torrent de Pareys. Ses calcaires forment les lapiez qui bordent la côte entre le Morro de la Vaca et le P. Roig. Ce sont eux aussi qui sont mis à jour par l'érosion, au S.O. de cette montagne, et qui forment les lapiez jusqu'aux abords de Son Colomo et Son Colomi. A partir de ces maisons, le Néogène qui formait originellement la couverture du Lias a été conservé et se poursuit vers Aubarca.

En divers points, le Lias calcaire, plissé ou faillé, porte de petits lambeaux synclinaux de marno-calcaires à silex, correspondant, sans doute, au Lias supérieur.

L'incertitude en ce qui concerne la constitution précise du versant d'Escorca (voir p. 347) se répercute sur l'interprétation que nous pouvons donner du fond de cette dépression d'Aubarca.

Si on la remonte depuis l'aval, on traverse entre Son Colomo et le Plâ d'Aubarca des couches néogènes indubitables. Elles sont formées de brèches d'aspect assez ambigu, mais par places des couches plus gréseuses à *Amphistegina*, *Lepidocyclina* et *Lithothamnium* y apparaissent; vers Las Tosas nous y avons observé des sections de *Clypeaster*.

Non loin de cette maison, le chemin et le torrent passent du Miocène sur le Trias. Tout porte à croire que le Miocène y repose normalement sur les dolomies, car il forme les hauteurs au S.E. de Las Tosas, au pied méridional desquelles le Trias apparaît encore.

Ce terrain affleure dans une dépression ovale de 1.250 mètres sur 750 environ, nommée Plà d'Aubarca, allongée du S.E. au N.O., et dominée, au S.O., par les versants abrupts du Massif de Massanella, au S.E. par les rochers boisés du Monastère de Lluch, enfin au N.E., par les calcaires qui continuent ceux de Lluch et étendent, à perte de vue, entre le P. Roig et le P. Tomir, l'âpre et infranchissable surface de leurs lapiez.

Vers le S.E., le N.E. et, partiellement, au pied du versant Lluch-Escorca, la dépression triasique est dominée par des parois à pic, taillées dans le Lias ou le Miocène. Les dolomies du Trias y affleurent relativement peu, tant est grande l'extension des roches éruptives, qui ont sans doute provoqué, par leur facilité à se décomposer, la formation de cette dépression.

Nous avons donné la coupe du Miocène qui borde le Plà d'Aubarca au S.E. de la maison de ce nom (fig. 191). Il est subordonné au Trias du Massif de Massanella.

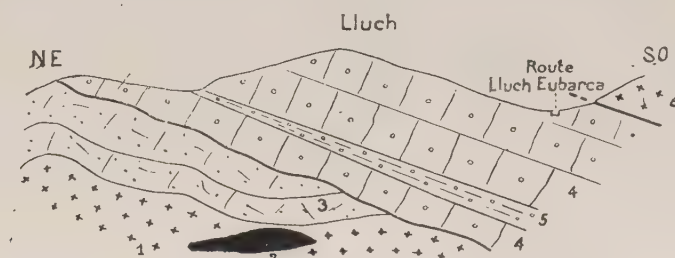


FIG. 191. — Coupe du massif limitant au S.E. le Plà d'Aubarca.

Si on suit le chemin d'Aubarca à Lluch, on constate que la bande de Miocène qui contient ici des grès à *Clypeaster* s'élève graduellement, et que c'est dans sa masse qu'a été sculpté par l'érosion le petit sommet coté 525 au S.E. duquel est bâti le monastère.

La paroi qui domine au S.E. le Plà d'Aubarca, et qui le fait terminer, ici, en cul-de-sac, est coupée obliquement par le Miocène qui, aux abords de la route d'Aubarca, repose directement sur le Trias et qui, dans cette paroi, repose sur une masse liasique, graduellement épaissie vers le N.E. (fig. 191).

Ce calcaire du Lias prend de plus en plus d'importance et il semble que, au N.E. du Plà, il constitue toute la paroi qui domine le Trias. Il nous a été impossible de parcourir les lapiez qui se trouvent dans cette zone, et ce n'est qu'au jugé que nous les avons marqués entièrement en Lias. On verra du reste que le petit témoin triasique de Son Ausinas repose, non loin de là, sur le Lias, sans intercalation de Néogène (profil XLIV).

La forme ovale du Plà d'Aubarca, les parois verticales qui le bordent, la particulière abondance des formations éruptives qui en forment presque tout le fond, ont attiré l'attention des géologues.

L.-W. COLLET émit l'idée, en 1909 [15], qu'elle devait représenter la cheminée d'un volcan dont l'appareil supérieur aurait été enlevé par l'érosion.

Parmi le peu qu'elle contient, la thèse de H. PRAESENT [72], sans du reste donner d'explication de ce dispositif, fait ressortir toute l'invraisemblance d'une pareille hypothèse. Nous avons constaté la présence d'éruptif dans les conglomérats néogènes, qui prouve l'âge anté-miocène des éruptions. Or, comme les phénomènes de charriage qui ont affecté la région sont postérieurs au Néogène inférieur, même en admettant que l'appareil éruptif soit postérieur au Trias, il ne saurait nous avoir été conservé sous forme de cratère démantelé.

En réalité, nous croyons que les roches éruptives d'Aubarca appartiennent au Trias et qu'elles sont en couches interstratifiées, en filons ou en masse dans les sédiments de ce terrain.

Leur abondance a simplement favorisé ici, comme à Tuent, l'attaque du sol par les eaux. L'érosion du torrent, procédant d'aval en amont, a atteint, au début, le Trias vers le S.-E. du point où s'élèvent actuellement les maisons de Las Tosas. A partir de ce moment, décomposant et érodant les roches éruptives, il a perpétuellement sapé la base des calcaires qui recouvrent le Trias d'un manteau puissant

et rigide. La nature de ces calcaires est seule cause que, dans la progression de l'érosion, les parties mises en porte-à-faux se sont rompues par des cassures verticales.

Le versant S.O., qui comporte localement des grès et des couches marneuses, présente au contraire l'inclinaison rapide qui caractérise ordinairement les vallées d'érosion fluviale. L'attaque frontale par sape des calcaires s'est avancée jusqu'au près de Lluch. Sa progression vers l'amont est insensible.

Telle nous paraît être l'explication, la plus simple et la plus naturelle, du modelé particulier que révèle la topographie des abords septentrionaux de Lluch.

3. Le Puig Roig. — Pour aller du Plà d'Aubarca à Cosconá, on suit un chemin qui quitte la route de Son Colomo à Aubarca environ 1 kilomètre et demi au N.O. de Las Tosas, et qui s'élève au flanc du P. Roig.

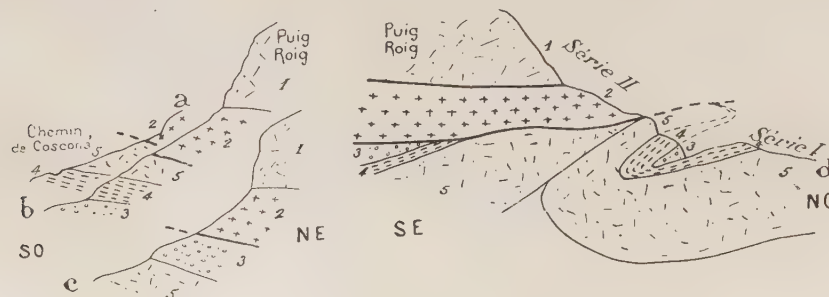


FIG. 192. — a, b, c, Coupes perpendiculaires au versant suivi par le chemin de Cosconá ; d, interprétation de la bordure de la Série charriée du Puig Roig au-dessus de Cosconá.

Ce chemin sinue en majeure partie sur des calcaires en gros bancs du Lias qui se relèvent assez notablement. Le Miocène sous lequel apparaissent ces calcaires, vers l'aval de Las Tosas, les domine et passe au pied de la masse charriée dont les pentes abruptes ceignent la montagne.

On peut suivre facilement ce Miocène jusqu'à Cosconá.

Vers $x = 7^{\circ}20' + 6.000$; $y = 44^{\circ}20' + 7.400$, il est affecté d'un petit repli déversé enrobé dans le Trias qui le recouvre. Le tout est dominé par la paroi de Lias qui s'élève verticalement au-dessus des dolomies.

Le substratum liasique du Néogène s'élève vers le N.O. et le N., atteignant près de 500 mètres aux abords de Cosconá.

Le rabotage exercé par la masse charriée a provoqué des accidents de détail dans son substratum, dont l'étude n'a pu être faite. On commence à les apercevoir dans le ravineau près d'un bosquet de pins que traverse le chemin à vingt-cinq minutes de Cosconá.

Là, le Miocène, qui était nettement visible (fig. 192) plus au S.E., paraît laminé. Sous le Trias, le calcaire du Lias, très fracturé, pince des marno-calcaires liasiques.

Il semble en outre que, dans le fond du ravineau, réapparaissent des conglomérats néogènes. Nous serions assez porté à y voir un repli de la Série inférieure pinçant marno-calcaires et Tertiaire.

Il en est de même de la barre rocheuse dans laquelle sont creusées les maisons de Cosconá, habitations gîtées sous des bancs lités en surplomb, qui appartiennent sans doute au Lias, où l'on note des calcaires à sections de bivalves, des bancs à Pentacrines et des grès à gros grains roses siliceux. Leur pendage au S.E. peut atteindre environ 30 degrés, et ils apparaissent ainsi localement renversés sur des marno-calcaires sableux jaunes à *Cancellophycus* où nous avons recueilli quelques Brachiopodes, et desquels doivent provenir les fossiles toarciens étiquetés *Cosconá* dans la collection NOLAN (voir p. 56).

Ces couches que nous avons affectées de la teinte du Lias supérieur comportent, à leur partie supérieure, des blocs et des bancs de conglomérats très meubles et sableux, auxquels est immédiatement superposé le Trias charrié. Les poudingues, dont certains éléments sont de très grosse taille, peuvent être soit un épisode détritique intercalé dans le Lias supérieur, soit du Néogène pincé ici encore dans un repli synclinal

dont les couches déjetées de Cosconá représenteraient le bord méridional. Le mélange relatif des cailloux aux marno-calcaires serait d'origine mécanique.

Cette seconde interprétation, à laquelle nous a conduit une course de vérification en 1920, demanderait encore à être discutée en détail après de nouvelles recherches sur le terrain (voir fig. 192-193).

La partie de la montagne où affleurent ces couches douteuses constitue un contrefort arrondi au N.O. de Cosconá.

Un sentier quittant les maisons se dirige vers le pied de ce contrefort. Un second s'élève au contraire, contourne l'éperon et suit le versant N.O. et N. du massif du P. Roig.

C'est en le suivant que nous poursuivrons cette description.

Au point où il contourne l'éperon et s'oriente parallèlement au rivage, le sentier permet d'observer la coupe suivante (fig. 193 a) :

- 1° Calcaire jurassique en bancs bleuâtres lités.
- 2° Marno-calcaires du Lias supérieur très froissés.
- 3° Dolomies du Trias (formant le haut du versant incliné).
- 4° Calcaire massif du Lias.

Une petite source à très faible débit — la seule dans toute cette partie de la montagne — sourd au contact du Trias charrié et des marno-calcaires. Un arbre la désigne à distance.

A 100 mètres au N.E. une coupe parallèle (fig. 193 b) se complète de poudingues (5c) et de grès (5b) miocènes, reposant sur des calcaires à *Lithothamnium* (5a). Mais ce Néogène paraît être ici transgressif sur le Lias calcaire, sans intercalation du Lias supérieur.

Cette bande de Tertiaire, plus ou moins écrasée, ne peut se suivre que très imparfaitement au flanc de la montagne. La surface de charriage est irrégulièrement inclinée et, en de nombreux points, impossible à atteindre.

A quelques centaines de mètres au N.E. de la coupe précédente, on la voit s'élever fortement, et le Néogène s'y présente pincé dans du Lias ainsi que le montre notre figure 193, soit de bas en haut :

- 1° Calcaire jurassique lité.
- 2 bis Calcaire blanc zoogène.
- 2 ter Calcaire du Lias, broyé.
- f) Fausse brèche écrasée.
- s) Lame schisteuse écrasée avec noyaux lenticulaires calcaires et siliceux (Lias supérieur?)
- 5° Conglomérat néogène broyé.
- 6° Mylonite.
- 4° Calcaire jurassique.

A partir de ce point, les escarpements des parois empêchent de suivre plus loin cette importante ligne de démarcation.

A 500 mètres au N.O., le sentier atteint des calcaires lités, bleus, brisés et ressoudés par de la calcite, puis des marno-calcaires du Lias, écrasés, sur lesquels reposent des calcaires lités par l'intermédiaire d'une sorte de mylonite.

Ce régime très indécis et irrégulier se poursuit jusqu'au point où le sentier tournant à angle droit pénètre dans le vallon séparant le P. Roig du P. Caragolé, en sorte que tout le versant du P. Roig qui domine la mer nous apparaît comme constitué par des calcaires jurassiques plus ou moins rompus, reposant sur un Trias inaccessible et supportant tout un complexe charrié, encore presque inconnu.

Une cinquantaine de mètres avant de tourner à droite pour entrer dans la vallée, le sentier s'élève fortement pour gagner une corniche de calcaire liasique qui surplombe le vide. Aussitôt

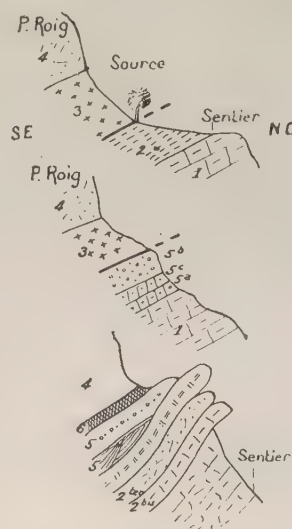


FIG. 193. — Coupe de détail le long du versant N.O. du Puig Roig.

après, orienté N.O.-S.E., il coupe transversalement des bancs rocheux d'apparence indéterminée, parmi lesquels on note des brèches légèrement jaunâtres, du calcaire et des dolomies, qui paraissent disposées en lentilles et qui pourraient peut-être appartenir au Lias inférieur.

Le Lias calcaire, les brèches saccharoïdes à éléments dolomitiques du Néogène, le Trias plus ou moins bréchoïde par l'effet du dynamométamorphisme, revêtent des aspects si identiques, que ce n'est qu'en cassant la roche qu'on peut avoir quelques indices sur son âge.

D'autre part, les lapiez masquent la stratification et rendent tous les déplacements extrêmement difficiles en dehors de l'unique sentier.

Dans l'ensemble, nous avons cru pouvoir distinguer le dispositif figuré par notre carte. Le Néogène comporte localement quelques débris siliceux qui demeurent en saillie, comme nous l'avons déjà fait observer pour ses conglomérats de Bini, et ses couches, légèrement teintées en jaunâtre, tranchent, en quelques endroits, suffisamment pour être distinguées.

Vers $x = 7^{\text{e}}20 + 6.800$; $y = 44^{\text{e}}20 + 8.800$ aux abords d'une grotte, on observe ainsi le Miocène, puissant d'environ 60 mètres, constituant le versant du massif du P. Roig en amont de la grotte, et jusqu'au sommet des deux parois qui la dominent.

Sur ce Miocène reposent les dolomies du Trias, visibles vers $x = 7^{\text{e}}20 + 6.800$; $y = 44^{\text{e}}20 + 8.600$. Elles supportent à leur tour le calcaire liasique du sommet.

Notre carte montre que nous admettons l'existence entre cette série charriée et la série de base d'une écaille locale, homologue sinon continuation de l'écaille de Sa Comuna de Soler. De distinction malaisée ici, elle paraît mieux individualisée dans le P. Caragolé que nous décrirons plus loin.

Les abords du col qui sépare ces deux sommets et où passe le sentier de Mossa montrent, sur le Miocène, des dolomies triasiques assez peu épaisses, des calcaires gris à patine bleue, puis un nouvel affleurement de conglomérats, avoisinant la ligne de changement de pente, et dont la signification nous échappe.

Le versant, à peu près à pic, qui domine Mossa montre, de haut en bas, la succession suivante :

- 1° Calcaire massif, gris bleu, lité.
- 2° Fausse brèche dolomitique.
- 3° Calcaire bleu très fracturé.
- 4° Calcaire à cassure grise, veiné de roux, à patine bleue.
- 5° Dolomie du Trias litée.
- 6° Eboulis.
- 7° Alluvions.
- 8° Calcaire gris veiné correspondant au calcaire massif de Lluch.

Il ne paraît pas y avoir de Miocène intercalé ici entre la masse charriée et le Lias du substratum.

Si, par contre, on se dirige de Mossa vers Las Tosas par le sentier qui contourne les lapiez en suivant le bord du Trias charrié, on retrouve le Néogène sous le Trias, qui comporte localement des marno-calcaires en plaquettes et des roches éruptives.

Enfin, la coupe du même versant, prise un peu plus au N.E., aux abords du sentier de Mossa à Cosconá, ne montre plus le Miocène, mais simplement les termes suivants de haut en bas :

- | | |
|--|------------|
| 1° Calcaire du Lias. | |
| 2° Dolomie en gros bancs. | 20 mètres. |
| 3° Dolomie du Trias litée en bancs peu épais | 30 — |
| 4° Cargneules | 20 — |
| 5° Eruptif indéterminé | 4 — |
| 6° Dolomies en lits minces, environ | 12 — |
| 7° Calcaire jurassique des lapiez. | |

La route de voitures, qui conduit de Mossa à Lluch, sinue dans les lapiez de calcaire liasique.

Elle passe au pied du P. Ausinas, petit cône triasique isolé sur le Lias et à la base duquel nous n'avons observé aucune trace de Miocène.

Un peu avant d'arriver à la jonction de cette route et de celle de Lluch à Pollensa, on trouve, localement, des débris de Miocène adhérents au Jurassique. Enfin, dans la partie de la route qui revient vers Lluch, après avoir contourné un vaste lapiez boisé, on observe le Miocène indubitable, à *Lithothamnium*, *Amphistegina*, *Lepidocyclina*, etc. Ses bancs adhèrent au Lias, pendent au S.E. et supportent du Trias formé de dolomies litées et de calcaires à pistes.

Ce Trias, celui du Peñon de Son Ausinas et celui de la paroi qui domine Mossa sont à rapporter à la masse charriée de la Série II, dont une partie du P. Roig représente un témoin.

4. Massif du Puig Caragolé. — Reprenons l'étude du massif côtier au col qui domine Mossa.

L'ascension du Puig Caragolé lui-même ne donne aucune coupe suggestive (voir la carte).

La bande supérieure de Néogène semble s'effiler et disparaître vers le N.E., le Trias qui la recouvre arrivant directement en contact avec son Lias. Le niveau inférieur, au contraire, demeure constant en puissance et en faciès, et trace dans les lapiez une bande distincte à surface moins fortement sculptée, plus jaunâtre que les calcaires jurassiques.

Une cassure de détail affectant ces deux écailles a provoqué un léger affaissement des parties comprises au N.E. de la faille (profil XLV).

On retrouve ces divers éléments vers le N.E., aux alentours de Las Basas et de l'Abanó. Ces deux maisons correspondent à des affleurements de grès néogènes.

Les calcaires liasiques forment avec le Trias toute la côte jusqu'à la hauteur de Las Basas, puis apparaissent des formations néogènes très puissantes. La coupe, de bas en haut, est ici :

1°	Trias.		
2°	Lias calcaire.		
3° Néogène	3a	Conglomérats	10 mètres.
	3b	Grès et conglomérats	25 —
	3c	Grès jaunes et Amphistégines, Bryozoaires, Lépidocyclines, d'un type analogue à ceux que l'on rencontre plus à l'E. vers la Amerta	30 —
	3d	Grès en plaquettes	40 —
	3e	Conglomérats à patine terne	50 —
4°	Dolomies du Trias.		

Cette masse triasique représente l'écaille intermédiaire du ravin du col de Mossa; elle supporte du calcaire liasique, qui apparaît sous forme d'une paroi verticale, au versant du massif du P. Caragolé (profil XLIX) et au pourtour du suggestif petit contrefort que forme le P. de Son Molas. Elle est couronnée, enfin, par le Trias et le Lias de la partie terminale du P. de Son Molas et du P. Caragolé.

Le sentier qui relie Las Basas à l'Abanó sinue constamment sur le Miocène.

L'Abanó se trouve contre le versant du massif du P. Caragolé qui borde le ravin descendant de Mortitx au Musclo des Lloré.

Ce ravin est taillé dans les couches secondaires ou tertiaires de la Série inférieure qui sert de substratum au Massif du P. Roig - P. Caragolé.

Mais cette série n'est pas continue. Des replis transformés en cassures longitudinales l'ont affectée et lui donnent une allure imbriquée, dans laquelle des bandes de Néogène ou de Lias se trouvent légèrement chevauchées par du Trias.

Ainsi, depuis l'Abanó, on suit une bande de Néogène chevauchée par des dolomies, qui forme dans les lapiez une étroite zone abordable, passant par la Amerta et Ariant, pour aboutir au Reco den Martorell. Nous aurons à décrire, vers Pedrusella, des accidents apparemment du même ordre. Enfin, toute la masse du P. Ternellas chevauche le Lias de la Série inférieure. Entre ces zones s'étendent les lapiez.

Le chemin qui, de l'Albanó, gagne Mortitx, traverse vers $x = 7^{\circ}30' + 2.400$; $y = 44^{\circ}30' + 700$

un ravin assez abrupt où émerge une belle source et dont le versant S.E. est en Trias (voir planche 7).

Ce ravin correspond, croyons-nous, à l'accident dont nous venons d'indiquer le tracé par la Amerta et Ariant.

Dès le S.E., le chemin sinue dans des lapiez plus ou moins envahis de terre végétale, mais où l'on reconnaît le calcaire jurassique jusqu'aux abords de Mortitxet, où réapparaît la couverture miocène de cet élément tectonique.

L'étude du versant du P. Caragolé, qui domine ces terrains de la série inférieure, peut se faire à distance d'un coup d'œil, tant la topographie et la teinte des roches, claire pour le Lias, sombre pour le Trias, se complètent pour donner une vue d'ensemble (fig. 2, pl. VII).

Le Néogène de Mortitx forme, au pied du versant, une zone de conglomérats et de brèches, sur laquelle reposent des dolomies litées de teinte plus sombre localement pénétrées d'éruptif.

Le contrefort du P. de Las Molas montre, sur le Néogène de l'Albanó, du Trias lité de teinte terne et formant des versants inclinés. Une lame à peu près horizontale de calcaire jurassique coupe la montagne à mi-hauteur d'une paroi verticale et supporte à son tour du Trias et un petit débris de calcaire liasique qui couronne le tout (profil XLVI).

Un col sépare le P. de Las Molas du P. Caragolé. On voit la bande médiane de calcaire liasique s'effiler et disparaître à hauteur de ce col, en sorte que, entre lui et les pentes qui dominent à l'O. la région de Mortitx, la masse charriée sur le Néogène est plus simple et ne comporte que le Trias et les calcaires liasiques.

La vérification de l'identité des divers terrains que l'on vient de situer les uns par rapport aux autres peut être faite par Femenias.

De Mortitx, on prend la route de voitures qui gagne la Montanya, puis à 500 mètres de la ferme, au coude du plus grand lacet, on s'engage dans un sentier qui se dirige directement vers Femenias en traversant les lapiez de calcaire jurassique et de Néogène.

Le Lias ne forme que le fond du ravin. Les couches miocènes, puissantes, en constituent les parois jusqu'au-dessous de Femenias.

Le Trias recouvre ici le Tertiaire de la façon la plus nette et on observe, dans la topographie, la différence énorme qui distingue ses couches litées, couvertes de végétation, des calcaires ruiniformes du Tertiaire.

Les maisons de Femenias Vey sont bâties sur le Trias qui comporte des roches éruptives en assez grande quantité.

Un sentier permet de gagner, au flanc E. du P. Caragolé, le col du P. de Son Molas.

Jusqu'au pied du col, il sinue dans le Trias, localement truffé de roches éruptives.

Il s'élève ensuite, par le pied des parois du P. Caragolé, pour atteindre le col et ne coupe en aucun endroit la continuation de la lame liasique que nous avons mentionnée à mi-hauteur du P. de Son Molas.

Une seconde coupe, faite en descendant directement du col par le fond du ravineau, permet d'observer l'effilement, puis la disparition progressive de cette lame.

Si l'on descend face à la mer par l'autre versant du col, on retrouve la lame liasique qui se poursuit vers le S.O., où elle se complète, semble-t-il, par du Néogène, donnant, à 2 kilomètres de là, la petite lame accessoire du ravin du col de Mossa.

Près de Femenias Vey, on relève au-dessus du chemin de Mossa la coupe suivante de bas en haut :

- | | |
|--|------------|
| 1° Miocène de la Série inférieure. | |
| 2° Calcaire à piste. | |
| 3° Dolomie sombre en bancs minces. | 60 mètres. |
| 4° Dolomie claire en gros bancs | 15 — |
| 5° Dolomie finement litée | 20 — |
| 6° Dolomie en bancs massifs | 40 — |

Plus à l'O. encore et avant d'arriver à Mosset, tout ce Trias s'abaisse et avec lui les calcaires liasiques

dont la paroi verticale le domine. Ils s'effilent localement et sont recouverts de Trias comme s'ils étaient disposés en forme de petit synclinal déversé.

C'est entre Mosset et Femenias que s'observe de façon particulièrement nette la superposition du Trias au Miocène.

En $x = 7^{\circ}30' + 2.000$; $y = 44^{\circ}20' + 8.600$, un petit contrefort s'avance vers le S. et domine la gorge très âpre du torrent qui entame les calcaires secondaires et tertiaires séparant le P. Caragolé du P. Tomir. Sa partie culminante est formée de Trias reposant sur des calcaires et brèches, assez douteux dans leurs couches supérieures, mais passant, vers le bas, aux grès et marnes typiques du Miocène. Comme il n'y a pas d'indice de renversement ici, on peut en conclure à l'âge néogène de tous les terrains immédiatement subordonnés au Trias. Le contour de cette languette dolomitique est donné par notre carte.

Aux abords de Mossa, le Miocène disparaît du contact entre la masse charriée et son substratum.

On le retrouve par contre au pied du P. Tomir de l'autre côté de la zone de lapiez qui sépare cette montagne du P. Caragolé (profils XLV et XLVI).

5. **La Montanya. Mortitx.** — Le chemin de Lluch à Pollensa longe, depuis le Monastère, la bordure des terrains triasiques qui chevauchent le Miocène ou, à son défaut, le calcaire jurassique qui lui sert de substratum. On a vu que ce Miocène n'apparaît en bordure de la route que de Lluch à Can Mimat.

La base du Trias comporte ici des dolomies claires en bancs très minces. Plus on se dirige vers l'E., plus y prendront d'importance les terrains éruptifs qui leur sont associés.

A partir de Binifaldó la route en est complètement bordée.

Binifaldó est bâti au débouché d'un vallon boisé qui sépare le P. Tomir d'une montagne beaucoup moins imposante, située en $x = 7^{\circ}30' + 2.200$; $y = 44^{\circ}20' + 5.500$, la Moleta de Binifaldó, dont le sommet est formé de Lias calcaire et dont les versants montrent l'extension du Trias, qui atteint ici environ 200 mètres de puissance totale. Un petit col sépare cette dépression en deux tronçons opposés, l'un dont les eaux coulent vers Binifaldó, l'autre dont le ruisseau se dirige vers Aucanellas.

Le Trias dessine sous le P. Tomir un vaste anticlinal surbaissé où ses couches se montrent très froissées sous la couverture massive et puissante des calcaires du Lias. L'axe de ce bombement est orienté N.E.-S.O.

Tout le versant N.O. du P. Tomir est constitué par une paroi presque verticale de près de 500 mètres de haut dont l'ascension est impossible.

On y observe, à la base, les formations triasiques, très développées, et, plus haut, des calcaires jurassiques.

Au pied des pentes de la montagne, le chemin de Binifaldó à la Montanya suit les bancs les plus inférieurs du Trias et, à peu de distance de la route, on voit émerger, sous eux, les couches, en majeure partie calcaires, du lapiez. Leur étude auprès de Binifaldó même nous avait fait conclure en 1919 à une masse homogène de calcaire liasique, sans Miocène. Une coupe observée ultérieurement, entre Binifaldó et la Montanya, prouve au contraire la présence de formations néogènes très étendues, sur lesquelles chevauchent avec un pendage de 15 à 20 degrés les assises suivantes (fig. 194) :

- 1° Miocène à *Lithothamnium*, avec poudingues à cailloux de silice.
- 2° Marnes broyées d'âge indéterminable.
- 3° Calcaire broyé et ressoudé par de la calcite mimant les brèches néogènes, mais vraisemblablement d'âge différent.
- 4° Dolomies du Trias.
- 5° Eruptif.

Depuis cette région jusqu'à Mortitx et Pedrusella, on peut suivre pas à pas les formations néogènes

qui revêtent une grande extension et dont le niveau général s'abaisse vers le N.E. du fait de l'infléchissement transversal que subit leur substratum liasique.

Ce Néogène supporte, toujours, jusqu'à la Montanya, le Trias de base de la série charriée que nous avons mentionné depuis Lluch.

Depuis la Montanya, le chemin descend en lacets sur le Trias du P. Tomir et sur les éboulis qui le couvrent partiellement. Les masses jurassiques et miocènes s'enfoncent vraisemblablement encore sous lui.

La vallée qui prend naissance vers la Montanya et descend vers Pollensa ne tarde pas à s'élargir, et à comporter une couche d'alluvions, assez continue pour rendre l'observation difficile. Son versant S.E., continuation du chaînon du P. Tomir, sera étudié ultérieurement. Quant à son versant N.O., nous en aborderons la description en partant de la ligne Montanya-Mortitx.



FIG. 194. — Le chevauchement du lapiez miocène de Lluch par le Trias du Puig Tomir.

Un éperon s'avance de la Montanya en direction de Mortitx. A son origine prend naissance la vallée de Montanya à Son March et Pollensa. A son extrémité passe la vallée qui descend de l'E de Son Ausinas par Mortitx et rejoint la précédente à Son March.

La masse qui sépare ces deux vallées, depuis leur confluent jusqu'à la hauteur de la Montanya, entamée par des ravineaux secondaires, se présente comme étant formée en majeure partie de conglomérats et de grès néogènes (profil XLVI).

Ces sédiments sont très douteux ici.

Le chemin de la Montanya à Mortitx passe, durant 1 kilomètre, sur du Trias chargé de roches éruptives, puis atteint une bande de terrains cultivés où affleurent des grès à Amphistégines que l'on voit s'insérer sous le Trias. Localement une mince lame de Lias calcaire très fragmenté est interposée entre le Trias charrié et le Néogène (profil XLVI).

Passée la bande de Néogène, la route de Mortitx traverse un nouvel affleurement du Trias, situé en $x = 7^{\circ}30' + 3.100$; $y = 44^{\circ}20' + 8.900$, qui comporte des dolomies en plaquettes, des calcaires à pistes, des roches éruptives décomposées, et qui est couronné par un minuscule débris du Lias.

Cet affleurement est un petit témoin de la série charriée et repose de toutes parts sur le Néogène.

La route descend par deux lacets contre le flanc N.E. du monticule formé par ce témoin et entame son substratum qui est composé de brèches et de marnes (fig. 195).

Au premier abord ces brèches (1) qui sont en continuité avec celles des abords de Son March paraissent extrêmement douteuses, mais la coupe que donne la route les montre accompagnées d'intercalations de marnes néogènes typiques (2), et de grès à Amphistégines; on peut donc les tenir pour certainement néogènes.

Le témoin triasique qui les recouvre est légèrement allongé du N.O. au S.E., mais si l'on en suit la crête dans cette dernière direction, on ne tarde pas à retrouver, sous les dolomies, la masse puissante des conglomérats. La descente directe sur le ravin de Mortitx est périlleuse. Elle permet toutefois de s'assurer de la continuité de ces couches, d'y noter de place en place des conglomérats mieux caractérisés par un faciès miocène, et de les voir passer aux marnes et grès néogènes qui constituent le fond du ravin (fig. 196 a).

Marnes (2) et conglomérats (1) pendent au N. et supportent sur l'autre versant du vallon de Mortitxet un nouveau témoin de Trias (3) dont la superposition au Néogène est très claire, sauf au bas de la vallée, vers Son March.

Là, en effet, le sentier de Son March à Mortitxet remonte le cours de cette dépression, accroché à son versant Nord. Il passe sur près de 500 mètres dans des roches éruptives (4) incluses dans du Trias (3). Le fond du ravin et son versant Sud sont formés par ces conglomérats que nous rapportons au Néogène (1), mais dont l'insertion sous le Trias et l'éruptif de la rive N. est peu claire.

Dès le point $x = 7^{\circ}30' + 4.900$; $y = 44^{\circ}20' + 9.500$, la superposition devient manifeste, et l'on note la coupe (fig. 196 b). Enfin, vers Mortitxet, le Néogène affleurant dans le fond du vallon est recouvert de formations triasiques très riches en éruptif qui constituent le petit sommet $x = 7^{\circ}30' + 4.000$; $y = 44^{\circ}20' + 9.600$, où elles dominent le Miocène au S., à l'O. et au N.O.

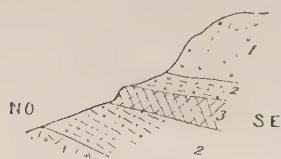


FIG. 195. — Coupe montrant l'interstratification de marnes et de grès à Amphistégines dans les brèches douteuses du ravin de Mortitx.



FIG. 196. — Coupes à travers le ravin de Mortitx.

Le détail du Tertiaire est donné par la coupe suivante prise de bas en haut entre Mortitxet et Mortitx, en aval du sentier.

- 1° Poudingue à éléments clairs bréchoïdes et à très gros blocs.
- 2° Brèche à ciment saccharoïde.
- 3° Grès et marnes du type flysch, intercalés en lentilles dans les conglomérats.
- 4° Brèche à éléments triasiques et à ciment saccharoïde.

La réunion de ces divers faciès nous porte à considérer qu'en des lieux où se rencontrent, isolés, les conglomérats à ciment cristallin qui s'avèrent ici comme étant néogènes, il est permis d'en suggérer l'attribution à la même formation géologique.

Ce même Néogène se poursuit jusqu'à Mortitx. Le tronçon de la route de voitures, qui réunit le témoin $x = 7^{\circ}30' + 3.100$; $y = 44^{\circ}20' + 8.900$ à la ferme, entame des calcaires zoogènes où les travaux de terrassement ont mis à jour des sections de *Clypeaster* qui confirment définitivement l'attribution de ces dépôts au Miocène.

6. De Mortitx à Pedrusella. — La masse de dolomies triasiques qui domine Mortitx s'étend vers le Nord et forme, complétée par du calcaire jurassique dont la position exacte ne nous est pas encore connue, la petite arête qui borde au S. le vallon creusé dans le Néogène, à l'O. de Pedrusella.

Le Miocène de Mortitx est en continuité, par la tête et le fond de ce ravin, avec celui de Pedrusella. Il s'y présente formé de grès à Amphistégines et à Lépidocyclines avec, localement, quelques débris de Bryozoaires.

Il supporte au col par lequel on accède à Mortitx du calcaire apparemment jurassique qui paraît subordonné au Trias de Mortitxet et qui jouerait dans ce cas le même rôle que la lame liasique du N. de la Montaña. De même au N.O., le vallon est dominé par un sommet situé en $x = 7^{\circ}30' + 4.500$; $y = 44^{\circ}30' + 900$, formé de calcaire liasique reposant sur du Néogène.

Vers l'aval, le petit chaînon qui borde le ravin au S. se poursuit jusque non loin de Pedrusella Petit, où il est coupé par le canal d'écoulement. Le massif calcaire $x = 7^{\circ}30' + 4.500$; $y = 44^{\circ}30' + 900$ est plus limité, et les falaises calcaires qui dominent au N. les deux Pedrusella paraissent appartenir simplement au substratum du Néogène, c'est-à-dire représenter le Lias de la Série inférieure, contre lequel repose de façon stratigraphiquement normale le terrain néogène. Notre carte schématise les attributions douteuses et les rapports encore incertains du Néogène avec le Secondaire, au S. de Pedrusella.

7. Ariant-Ternellas. — Depuis Mortitx jusqu'à la côte, les terrains qui affleurent peuvent être rattachés à la Série inférieure, en admettant que la bande miocène de la Amerta correspond à une imbrication de peu d'importance.

Mortitx se trouve à la tête d'un ravin. La carte (feuille Pollensa) et nos profils montrent encore ici la disposition des terrains.

La bande néogène de la Amerta comporte des conglomérats à patine jaune localement en contact avec du Trias à Spilite, au N. de Mortitx. Vers la Amerta, on atteint une dépression provoquée par la friabilité des marnes miocènes (profil XLVII).

Le fond de ce petit fossé allongé au versant du P. 600 est formé de grès à Amphistégines et à Lépidocyclines, ainsi que de marnes grises. Ces couches pendant au S.E. sont dominées par des conglomérats à patine jaune, identiques à ceux que nous venons de mentionner et à ceux de Las Basas dont ils nous paraissent être la continuation. Enfin, au-dessus d'eux passent des grès gris jaunâtres assez grossiers dont nous n'avons pu vérifier l'âge.

Un sentier relie la Amerta à Ariant. Il suit la bande miocène. Un second conduit à la Torre de Ariant.

La partie du versant du Coll del Carrobé qui fait face à la mer montre, de bas en haut, la coupe suivante, où le Néogène compte pour environ 20 mètres :

- 1° Calcaire jurassique.
- 2° Grès miocène.
- 3° Poudingues avec intercalation de couches saccharoïdes que, n'était leur position, on prendrait pour des dolomies triasiques.
- 4° Calcaire du Lias.

Ces derniers calcaires sont, comme ailleurs, ciselés en lapiez. Le sentier qui les traverse n'en permet pas une étude fructueuse. Aux abords de la Torre de Ariant, on atteint le Trias accompagné de son cortège de roches éruptives.

Ce Trias représente la base d'une écaille plus ou moins complète qui forme le massif de Ternellas. Nous l'étudierons après avoir parcouru l'extrémité de la Série inférieure.

Pour retrouver cette dernière, il faut gagner Ariant qui est bâti sur le prolongement des calcaires dont nous venons de faire la coupe, entre Amerta et la Torre de Ariant. Ces couches, assez redressées, plongent au S.E. et atteignent la mer vers la Punta de la Sal, où elles sont légèrement chevauchées par le Trias de base du P. Ternellas (profil XLVIII). Au contact sont conservés quelques mètres de Miocène que l'on peut voir en $x = 7^{\circ}30' + 6.100$; $y = 44^{\circ}30' + 4.000$.

La bande miocène de la Amerta passe, elle, plus au N. Sous la poussée de la masse du P. Ternellas, le dispositif imbriqué s'accuse plus fortement et le Néogène n'apparaît que chevauché par une masse triasique subordonnée au calcaire massif d'Ariant et qui a provoqué la formation de la petite zone cultivée qui domine, à 300 mètres d'altitude, le Morro de La Caleta.

Ce Trias supportant des calcaires du Lias (1) est composé de dolomies en bancs minces (2), puis en gros bancs (3). Il s'appuie, par l'intermédiaire de marnes à nodules blancs (4), contre des conglomérats néogènes à *Clypeaster* (5) (fig. 197) reposant à leur tour sur du calcaire jurassique (6).

Entre la Plà de Ariant et le point où est prise notre coupe, le Néogène nous a échappé.

8. Ternellas. — Le massif de Ternellas forme avec celui de Cornavacas un ensemble assez homogène.

Étudié en lui-même, il montre simplement les couches du Lias et du Trias disposées en imbrications et en plis légèrement déversés au N.O. Mais il semble bien, à en juger par son versant

S.O., qu'il est, en réalité, formé par les replis et les imbrications d'une masse charriée par dessus la Série inférieure que nous avons suivie de Cosconá à Ariant par l'Abanó et Mortitx. Il serait dans ce cas le prolongement latéral, ou à tout le moins l'homologue, de la masse charriée du P. Roig et du P. Caragolé.

Nous avons décrit la Série inférieure et ses bandes synclinales de Néogène jusqu'à Pedrusella. Nous avons indiqué, de plus, que cette série supportait des débris d'une nappe de Trias et de Lias au N. de la Montanya et à Mortitx. Le Néogène disparaît sous le Trias du P. Tomir à la Montanya. Dans la vallée de Son March, la superposition n'apparaît que probable, car les alluvions masquent les contacts. Enfin, vers Son Grua, on voit apparaître une bande de Trias dont les relations sont très indécises et qui pourrait soit appartenir au substratum du Miocène et Lias de la Série I, soit, étant donné l'abaissement de la surface du Miocène vers Son March, appartenir à la série charriée, et être ici pincée dans un synclinal de la Série inférieure.



FIG. 197. — Arête dominant le Raco de Martorell.

Le versant S. de la vallée est formé par des escarpements triasiques vers Can Cerda, puis en majeure partie liasiques en face de Can Serra.

Cela posé, étudions le versant S.O. du massif de Ternellas.

Vu à distance, il se montre composé des éléments suivants, pendant à peu près à 50 degrés au S.E. :

En bordure de la vallée, un chaînon formé de calcaires massifs inclinés au S.E., atteignant les abords de la cote 500 et appuyés contre une masse triasique d'un pendage identique, dans les couches de laquelle est marqué l'ensellement du Coll de Tirepou. A ce Trias, fait suite une lame de calcaire jurassique. Enfin, après un nouvel ensemble de couches triasiques redressées, la masse même du P. Ternellas apparaît comme formée par un large et puissant synclinal de calcaire jurassique reposant sur un berceau de Trias.

Ou bien ces divers accidents affectent toutes les couches que nous avons décrites entre Pedrusella et Ariant, et les bandes de Trias et de Lias doivent y trouver leur continuation dans la mesure où leur extension verticale le permet; ou bien il n'y a pas de rapport entre les accidents de Ternellas et ceux de la Série inférieure, et, dans ce cas, celle-là nous apparaîtra comme charriée sur celle-ci. C'est à cette dernière solution que vont nos préférences.

Entre Son Grua et la route de Lluch à Pollensa, le chemin est tracé sur les alluvions; mais, un peu à l'E., on peut observer les dolomies triasiques, pendant au S.E., de la bande du Coll de Tirepou.

Cent mètres après la maison, on atteint le bas de la bande de Lias contre laquelle est appuyé ce Trias. A partir de ce point, le sentier va demeurer dans le Trias. La première partie de ce Trias correspond à la bande ou lame anticlinale oblique de dolomies qui fait suite à celle du Coll de Tirepou. Ensuite le sentier passe en dessous d'un repli synclinal de Lias, et, en ce point, les dolomies du Trias, du reste peu inclinées, sont traversées par des roches éruptives et supportent quelques mètres d'argiles bariolées.

Avec des dispositifs assez variables dans le détail, ce Trias forme le soubassement du P. Ternellas. Il repose sur des calcaires liasiques qui s'élèvent graduellement vers le N.O., depuis les abords de Son Grua, en une vaste surface blanche que l'on voit disparaître sous les dolomies rougies par des roches éruptives décomposées. Le sentier, après avoir pénétré dans un ravin, arrive à peu près en face de l'extrémité de la bande néogène de Pedrusella, et permet d'observer que la masse jurassique, sur laquelle repose le Trias de base du P. Ternellas, est brusquement interrompue par une paroi verticale de 12 à 20 mètres à regard N.O., au pied de laquelle affleurent les marnes grises du Néogène, continuation de celles de Pedrusella.

Plus au N., réapparaît le Lias pendant au S.E. et toujours subordonné au Trias de base du P. Ternellas, qui supporte, ici, à sa base, des marnes du Keuper. A 3 kilomètres de Son Grua, le sentier passe un col et descend vers la Torre de Ariant.

Ce col montre encore le calcaire liasique du Coll del Carrobé disparaissant sous le Trias du pied du P. Ternellas, qui comporte ici d'assez importantes masses éruptives.

La bande de Néogène de Pedrusella nous apparaît donc comme un synclinal déversé au N.O. sous l'action de la masse charriée du P. Ternellas. Le contact de la série charriée avec son substratum est indiqué par notre carte.

Au col, le Trias repose sur le Lias et supporte deux bancs calcaires assez importants dominés par la paroi même du P. Ternellas.

A la source d'Ariant et entre le col et la source, on distingue dans une brousse très dense des roches éruptives (1), puis des éboulis sous lesquels pointent des dolomies litées du Trias. Au-dessus viennent des :

3° Calcaires lités d'âge incertain	30 mètres.
4° Calcaires massifs.	20 —
5° Brèche écrasée, sans éléments crétacés	15 —
6° Calcaire massif.	

Cette brèche portée ici sous le numéro 5 apparaît déjà en amont du col où sa position peut faire hésiter sur son âge. Ici, elle semble appartenir au Jurassique à moins d'y être pincée en un synclinal de Miocène. Mais l'allure générale des couches rend cette hypothèse assez invraisemblable.

Enfin, la coupe (fig. 198) montre, avec un dispositif analogue, un peu de brèche néogène (2) écrasée entre le Trias (3) charrié et le Lias d'Ariant (1). Le Lias de la masse en chevauchement (4) est coupé d'une bande inaccessible qui correspond peut-être à un synclinal de Lias supérieur (5).

Le versant N. du P. Ternellas est d'un abord trop difficile pour que nous ayons pu consacrer le temps nécessaire à son étude.

Il semble que tout l'ensemble du Lias et du Trias qui le compose, outre son pendage au S.E., subisse un ennoyage transversal vers le N.E., en sorte que le calcaire liasique du sommet, dont la base est à peu près à 600 mètres d'altitude aux abords du chemin de Son Grua à Ariant, atteint la mer à l'O. de la Punta de Ferrayó.

Si nous étudions l'arête de la cote 500, nous y noterons simplement la vérification des données générales que nous avons exposées au début de ce paragraphe.

Le flanc de la montagne des moulins de Llinas est formé de couches très redressées, parmi lesquelles on reconnaît des conglomérats bréchoïdes broyés, sans qu'on puisse encore dire s'ils sont mylonitiques ou sédimentaires.

Cette masse de calcaires et de couches douteuses, que nous indiquons de la teinte du Lias, constitue tout le versant de la cote 534 contre laquelle elle s'infléchit en fragment d'anticlinal. Plus au N.E., elle constitue le versant méridional du chaînon qui domine au S.E. la dépression de Ternellas.

Mais le col, qui fait communiquer Llinas avec cette dépression, atteint le Trias chargé d'éruptif, qui est stratigraphiquement subordonné à ce Jurassique.

Tout le versant N. et N.O. de la dépression de Ternellas est formé de Trias; le P. Enfrons est couronné de Lias. Le Coll de Tirepou est entaillé dans la bande de Trias que nous avons déjà mentionnée.

Quant à la bande triasique suivante, elle paraît correspondre à un anticlinal de moins d'importance, car elle disparaît vers le N.E. dans les parois du P. Ternellas.

L'étude des abords du Castell del Rey va faire apparaître de nouveaux détails.

Le chemin quitte Pollensa par le N.O. et pénètre, par une gorge assez étroite, dans le chaînon qui s'allonge de la région de Llinas à la Punta de Covas Blancas, qui se trouve à l'extrémité du P. Cornavacas.

La cluse permet d'observer assez imparfaitement la succession suivante :

Le versant S.E. de la montagne est formé par des conglomérats bréchoïdes épais et redressés, analogues à ceux que nous décrivons à la Cala San Vicente et avec lesquels ils sont, semble-t-il, en liaison directe. Nous les attribuons, par analogie, au Néogène, quoique sans preuve locale.

Passé la partie la plus étroite de la gorge — partie dans laquelle on ne peut observer que fort mal des calcaires redressés peu développés que nous rapportons au Lias, — on atteint le Trias formé de dolomies à pendage assez faible. Ce terrain présente une grande extension dans toute la dépression occupée par les maisons de Ternellas. Il représente la continuation vers l'E. des couches triasiques que nous avons décrites dans le paragraphe précédent, et, aux abords de Ternellas, contient une très grande abondance de roches éruptives (profil XLVIII).

C'est lui qui va former le fond et les versants de la vallée du Castell del Rey. Il atteint une puissance de 150 à 200 mètres et supporte des calcaires liasiques qui, pendant au S.E., forment la Sierra de Cornavacas.

Depuis le col qui sépare le P. Cornavacas du Castell del Rey, un ravin très rapide descend vers la Pa Galera. La bande de Trias du P. Cornavacas supportant le Lias de cette montagne s'appuie contre une lame de Jurassique qui forme la Punta Galera et s'élève selon l'axe du ravin, qu'elle divise en deux barrancos parallèles, l'un atteignant la Cala Estremé, l'autre la Cala Castell. Cette lame oblique s'infléchit au N.O. et apparaît, au château même, comme simplement posée sur le Trias (profil LI). Son prolongement, qui forme le chaînon cote 470 - cote 423 à l'O. des ruines, se présente dans la même position. Sans doute s'agit-il d'un pli synclinal déversé et transformé vers le N.E. en une lame (profils LI et LII).

Le château est bâti sur un bloc très abrupt de calcaire jurassique, lequel repose sur des dolomies triasiques contenant des roches éruptives (profil LII).

Mais au N.O., cette bande de Trias forme une corniche peu inclinée, dominée par le calcaire du château et dominant la mer par une paroi d'environ 400 mètres, la Combra de la Senyora.

La partie supérieure de cette paroi montre une bande de Miocène écrasé sous le Trias. A l'aplomb du château, on ne peut voir quels sont les sédiments sur lesquels repose ce Tertiaire; mais un peu plus au N.E., on voit apparaître une arête de calcaire jurassique contre laquelle est appliqué le Néogène (profil LI bis).

Au N. de l'Ermite, on ne trouve plus que du Trias et la coupe rapide, qui nous a mené au haut des falaises en ce point, ne nous a permis ni de découvrir le Lias, ni de voir où passe l'accident du château (profil XLIX.)

De même, si l'on suit le pied des pentes calcaires du P. Ternellas, on ne trouve que le contact très normal du Trias et du Lias qui nous a incité à donner l'interprétation figurée sur les coupes d'ensemble de la planche VIII.

9. **Le Cabo Formentor.** — L'étude du versant S.E. du P. Cornavacas nous fait assister à une répétition accentuée du régime imbriqué déjà noté vers Ariant et le Castell del Rey, et nous entraîne dans la description du Cabo Formentor.

En effet, la coupe de la dépression de la Cala San Vicente présente un régime imbriqué où le Néogène d'une série normale pendant au S.E. est recouvert par le Trias de base d'une nouvelle série normale. Ce dispositif se répète avec un pendage d'ensemble d'environ 30 à 45 degrés dont l'allure isoclinale est tout à fait nette, et nous allons le voir se poursuivre, avec des variantes de détail, jusqu'à l'extrémité du Cabo Formentor.

A chaque fois, les terrains néogènes, rendus plus friables par leurs marnes, correspondront à une dépression orientée selon la ligne de contact anormal, les calcaires du Lias formeront le versant N.O. du sillon, versant abrupt, presque vertical, et les couches triasiques correspondront à la partie inférieure du versant S.E., dont les lignes adoucies seront dues à la relative friabilité des bancs dolomitiques. Cette surface inclinée sera dominée par l'arête en dents de scie de calcaire liasique par laquelle chaque dépression est séparée de celle qui lui fait suite au S.E.

Ce schéma typique à la Cala San Vicente se répète à la Cala Vall de Boca, près du Puerto de Pollensa, à la dépression d'Albercuitx, et, enfin, à celle qui unit la Cala Pi de la Posada à la Cala Figueras.

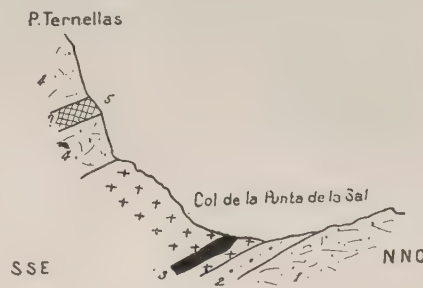


FIG. 198. — Coupe du versant N. du Puig Ternellas.

Tous ces accidents sont orientés obliquement par rapport à l'allongement du promontoire du Cabo Formentor et à la côte N.O. de l'île, et nulle part on ne peut, semble-t-il, interpréter les affleurements du Néogène comme étant des fenêtres.

Mais par contre, si l'on admet que le massif de Ternellas est charrié sur la Série inférieure, il est bien difficile d'échapper à l'hypothèse d'après laquelle tout l'ensemble des chaînons en coulisses, qui se succèdent depuis cette montagne jusqu'à la pointe extrême de l'île, sont aussi charriés. Il n'apparaît en effet aucune solution de continuité tectonique dans cette région qui permette de rechercher à l'Est du P. Ternellas la réapparition de la Série inférieure.

C'est à cause de cette apparente unité tectonique que nous réunissons dans ce chapitre la description du Cabo Formentor à celle du massif Cornavacas-Ternellas.

La Cala San Vicente présente le premier type achevé de ce genre d'accidents (profils XLIX à LIII, fig. 199).

Le fond de la dépression est occupé par un torrent qui prend sa source tout près du ravin de S'Estret et coule presque partout sur des alluvions.

500 mètres au N.E. de Can Tolas cesse le Quaternaire et affleurent des marnes néogènes typiques stratigraphiquement superposées aux conglomérats et, appuyées contre eux avec le même pendage.

Ces marnes, à leur tour, supportent 150 à 200 mètres de formations triasiques sur lesquelles viennent s'appuyer normalement les assises jurassiques de la Sierra de Sa Punta, dont le prolongement constitue la Sierra de Cavall Bernat.

Le chemin de Pollensa à la Cala S. Vicente quitte la route royale au kilomètre 37 et suit le pied de la Sierra de sa Punta. En contournant l'extrémité de cette petite montagne, on coupe successivement :

- 1° Lias calcaire.
- 2° Dolomie bréchoïde du Lias inférieur.
- 3° Dolomie sableuse du Trias.

Un contrefort rocheux s'avance du P. 326 vers le N.O. et barre partiellement la vallée. Il est entièrement formé de Trias, mais à sa base apparaissent les marnes néogènes sur lesquelles il chevauche.

À hauteur de Son Martorell, la coupe du Néogène permet l'identification des conglomérats du versant de Cornavacas.

Vers l'aval, le marès et des dunes envahissent le bas du ravin et recouvrent les marnes néogènes qui ne reparaissent plus qu'à S. Vicente même. Elles sont en contact avec les conglomérats de la Punta de Covas Blancas, et l'on voit le passage de ces deux faciès l'un à l'autre s'effectuer par l'intermédiaire de grès à Amphistégines typiques.

La coupe du col séparant Cala S. Vicente des abords du Puerto de Pollensa permet de retrouver sur le Trias et pendant, comme lui, au S.E., les brèches dolomitiques du Lias inférieur, puis les calcaires qui disparaissent sous les dépôts quaternaires.

En certains points, et plus particulièrement à la hauteur du kilomètre 40 de la route royale, le calcaire liasique de la Sierra de Sa Punta porte des conglomérats encore douteux, mais dont nous croyons devoir suggérer l'attribution au Néogène.

La dépression de Vall de Boca, semblable à celle de S. Vicente, mais décalée vers le N.E., fait suite immédiatement au versant méridional de la Sierra de Cavall Bernat.

Son étude est particulièrement facile à faire depuis le Puerto de Pollensa.

Le chemin qui y conduit en passant par Boca ne traverse aux abords du village que des alluvions, mais un peu au S.O. dans les champs, pointent des dolomies et des calcaires liasiques qui doivent être, selon nous, rattachés à ceux de la Sierra del Morral.

À partir de Boca, on atteint la dépression même où affleure le Miocène formé de marnes gris-bleu et où les conglomérats paraissent moins développés que dans la vallée de S. Vicente, proportionnellement à l'extension des marnes qui prennent, à la Cala Vall de Boca, une très grande importance, s'appuyant directement contre le Lias de la Sierra Cavall Bernat, vers la P^a Troneta.

Le Trias existe bien dans ce ravin, mais il paraît affleurer moins largement, ce qui peut expliquer le fait que M. DARDER ne l'y a pas vu. Un repli de détail, rompu en un pli-faille accessoire, ou, mieux, un lam-

beau du flanc renversé de l'anticlinal déjeté qui constitue le chaînon du Morral, masque partiellement le Trias de la manière indiquée par notre profil LIV.

Cette imbrication est du reste affectée d'un anticlinal bien visible depuis le Puerto de Pollensa et qui est indiqué sur la coupe en question. Sans doute la boutonnière de Trias, qui apparaît au flanc méridional du Morral au N. de Albercuitx, est-elle provoquée par ce repli anticlinal.

La masse de cette petite imbrication très redressée s'effile vers le N.E. et devient très étroite, écrasée qu'elle est par l'imbrication suivante.

Vers le S.O., à 1.500 mètres du Puerto de Pollensa, c'est sans doute à elle qu'il faut rattacher le monticule jurassique et triasique qui sépare la dépression suivie par la route royale du Torrent de S. Jordi.

La vallée d'Albercuitx est née d'un accident identique au précédent, sauf que le lambeau synclinal de Lias calcaire, qui affecte l'écaille de l'Atalaya d'Albercuitx, est conservé dans la partie N.E. de cette masse au lieu que celui de Boca l'est au S.O. de la précédente.



FIG. 199. — Coupe du versant N.O. de la Cala San Vicente. (Ech. 1/15.000°.)

La vallée d'Albercuitx s'évase assez largement et comporte des alluvions assez étendues. Non loin de la maison d'Albercuitx, on note la présence de grès et de marnes miocènes pendant au S.E. et appuyées contre les calcaires liasiques de la Sierra de Morral. La ferme elle-même est bâtie sur le Trias qui forme tout le versant de l'Atalaya et la majeure partie du fond de la vallée.

Cette masse secondaire repousse la bande néogène tout à fait au N.O. du vallon et l'écrase contre le Morral par l'interposition d'un synclinal accessoire de Lias. M. DARDER a parfaitement vu ce dispositif ainsi que le Néogène qui forme un monticule à 400 mètres en amont de la ferme.

L'axe du synclinal accessoire, dont le Lias constitue une arête longitudinale au milieu de la dépression de Trias, est incliné vers le N.E., de telle sorte que la lame de Jurassique atteint la mer où elle forme la Punta de la Nao.

Le sentier qui conduit d'Albercuitx au Cabo Formentor s'élève sur le Trias du pied de l'Atalaya et redescend pareillement, face à l'île Colomer, sur le Trias, jusqu'à un ensellement qui permet de traverser la bande liasique correspondant à la montagne de l'Atalaya.

Il est probable que le dispositif en imbrications redressées à 45 degrés doit comporter ici deux ou trois coins synclinaux accessoires de Lias. L'île Colomer paraît en être formée. La falaise de la cote 308 qui lui fait face en montre deux, pinçant du Trias, et la masse même de l'Atalaya est peut-être affectée de quelques replis (profils LVII à LX).

Après avoir traversé le Lias de l'Atalaya, le chemin atteint la dépression de la Cala Pi de la Posada. Le Trias y paraît développé en bordure de la baie, soit au S.O. vers la Punta de la Moneya, soit au N.E. vers la Tuilerie qui exploite d'ailleurs les marnes du Keuper.

Vers l'intérieur, c'est le Lias qui affleure, ainsi qu'on le verra plus loin.

La coupe du versant S.E. de l'Atalaya est encore incertaine et les contacts du Trias et du Lias sont partiellement masqués (profils LV à LVIII). Les pendages sont dans l'ensemble orientés au S.E., mais leur détail est variable, et le Trias réapparaît tout le long de la côte, de la Cala Pi de la Posada à la Punta de la Avanzada.

Le calcaire liasique n'est d'ailleurs pas homogène ou comporte des intercalations de niveaux supérieurs, car, en divers points, il change d'aspect, ainsi qu'on peut l'observer en traversant les ravins rocheux, d'un abord très pénible du reste, qui aboutissent à Es Calo. La Punta de la Avanzada est, elle, formée de calcaire du Lias reposant sur le Trias avec, par places, et en particulier au bas de la côte E., des amas de marès qui furent exploités pour la construction de la Fortaleza.

Si, de la Cala Pi de la Posada, on remonte vers Formentor, on suit une vallée longitudinale resserrée entre la Sierra d'El Pal au N.O. et une série de sommets de 2 à 300 mètres d'altitude, alignés du P. de Roca Blanca au Cabo Formentor; elle reproduit encore partiellement le dispositif des dépressions précédentes.

A 1 kilomètre au N.E. de la baie, des grès néogènes et des marnes affleurent aux abords du chemin, appuyés encore contre le Lias d'El Pal, pendant au S.E. et supportant les assises triasiques inclinées à 35 ou 40 degrés du chaînon méridional.

Il nous a été impossible de retrouver, vers la Teulera et d'une manière générale au pied N.O. du P. de Rocas Blancas, la continuation de cette bande miocène. Ce doit être pourtant en ce ravin qu'elle passe, le Lias occupant tout le reste de la vallée principale.

Vers le N.E., au contraire, les couches miocènes s'observent facilement jusqu'à la Cala Figuera. Elles conservent sur tout leur parcours la même disposition. Bien que nous n'y ayons trouvé aucun fossile important, le faciès des marnes, la présence d'Amphistégines et de Bryozoaires dans les grès paraissent démontrer suffisamment leur âge. Cette bande néogène, qui avait échappé à M. DARDER, se termine à la Cala Figuera dont elle constitue le fond. Les grès assez puissants y sont surmontés par des dolomies triasiques fort réduites, puis par une puissante masse synclinale de Lias légèrement incliné sur le Néogène de Cala Figuera et qui constitue le Puig Fumat.

Un ravin coupe le chaînon du Fumat au S.O. de ce sommet et gagne la Cala Murta, d'où part le chemin en lacets qui gagne le phare de Formentor. Il permet d'établir la coupe transversale donnée (profils LIX et LX) où l'on voit que l'arête passant au Fumat est un synclinal de Lias, déjeté, supportant un pli anticlinal pareillement déversé vers le N.O.

Le contact de ce Trias et du Lias de Fumat s'observe non loin du col par lequel le chemin du phare gagne le versant N. de l'arête.

Depuis ce point on assiste à l'ennoyage transversal progressif de ces accidents, d'où il résulte que le Trias, qui chevauche le Néogène de la Cala Figuera, ne tarde pas à disparaître au-dessous du niveau de la mer, et que le synclinal liasique du P. Fumat, graduellement abaissé, ne forme bientôt plus que la falaise de base de ce versant. Sur lui repose le Trias qui, vers Cala Murta, chevauchait simplement la partie méridionale du Fumat, et enfin une paroi de Lias calcaire correspondant à l'élément structural principal de l'extrémité du Cap (profils LIX-LXII).

Ainsi se termine par ce curieux dispositif imbriqué affectant, sans doute, une masse charriée, l'extrémité N.E. de la Sierra de Majorque. Nous verrons dans le chapitre suivant que le promontoire qui s'avance, parallèlement à celui-ci, au N.E. d'Alcudia, est d'une structure tout à fait différente, et que les sédiments qui le composent sont d'un autre faciès, en sorte qu'il paraît se rattacher plus directement aux montagnes d'Artá qu'à celles, bien plus voisines, de Pollensa.

10. Essai d'interprétation. — Si l'on cherche à relier les observations consignées dans le présent chapitre à celles que nous avons faites au sujet des parties de la chaîne avoisinant le P. Mayor, on se heurte à la difficulté résultant des coupes contradictoires relevées dans le versant d'Escorca.

En effet, nous y avons signalé jadis [34] le passage de deux séries charriées, reposant sur la Série inférieure ou série de Sa Costera - Tuent, l'une représentant la suite de l'écaille de Sa Comuna que nous avons appelée Série II, l'autre la suite de celle du P. Mayor. Depuis, de nouvelles recherches nous ont amené à douter de la superposition, sur la petite distance verticale correspondant au ravin de Son Colomo, de tant d'éléments tectoniques composés d'assises si peu épaisses, et en définitive nos conclusions demeurent ici dans le vague.

Il convient donc de situer ces éléments d'une autre manière.

La Série inférieure Sa Costera - Tuent - Las Basas constitue, sans conteste, le soubassement de toute la partie de la chaîne comprise à l'E. du Torrente de Parreys.

La Série supérieure, que nous avons rapportée à notre Série II, qui forme le massif du P. Mayor et dont les imbrications donnent les chaînons de Tossals, Massanella, etc., se poursuit par la masse non moins imbriquée du P. Tomir, P. Axartell, P. Aubellons, etc.

Reposant sur la Série inférieure, le témoin du P. Roig et du P. Caragolé se présente comme complexe et nous croyons qu'il comporte au moins un élément terminal, qui appartient à la Série II, telle qu'elle vient d'être définie, et un ou, peut-être, deux éléments intermédiaires, qui apparaissent dans son versant N., qui sont douteux dans la partie qui domine Cosconá et dont l'effilement est manifeste vers l'Abanó, mais que nous n'avons pu déceler dans le versant S.E. de ce massif. Nous en concluons que ce témoin est un élément de la Série II, mais qu'il repose sur la Série inférieure par l'intermédiaire d'une lame de charriage.

Etant donné les torsions et redressements des couches charriées contre le bombement de la Série inférieure au S.E. du Morro de la Vaca, on peut supposer que cette lame du P. Roig est la continuation de la lame de Sa Comuna vers le N.E. Quant à son amplitude transversale, nous avons vu qu'elle ne passe guère 2 kilomètres et qu'à l'E. du Puig Mayor elle paraît même plus réduite. Toutefois, il se pourrait qu'elle soit détachée de sa racine et que, précisément, on trouve, dans les apparentes superpositions anormales du versant d'Escorcá, l'origine de cette lame qui, en tout cas, disparaît à l'E. du P. Caragolé.

Au N.E. de ces montagnes, nous avons essayé de mettre en lumière le dispositif imbriqué ou simplement plissé de la Série inférieure, qui reparait ici sur 3 à 5 kilomètres et qui disparaît ensuite sous la masse du P. Ternellas.

Les coupes que nous avons données en 1920 dans une note préliminaire [34] indiquent à la hauteur de l'Abanó les mêmes affleurements que l'on verra indiqués sur notre carte et sur les profils qui accompagnent ce mémoire; mais nous faisons, à tort, intervenir une série charriée de plus. Cette digitation, que nous appelions Série II, et où nous croyions retrouver la suite de la lame de Sa Comuna, n'existe sans doute pas, et l'apparent écrasement du Néogène, du Lias et du Trias aux abords de l'Abanó n'est que le fait d'un pli-faille, ou, mieux, d'une imbrication toute locale de la Série inférieure.

Enfin, nous avons montré que cette dernière paraît s'enfoncer sous le Trias du massif de Ternellas. Le raccord de ce recouvrement avec la Série II du P. Tomir s'impose dans ce cas, mais nous ne savons pas exactement où passe la ligne de contact anormal.

Il devient, enfin, plus délicat encore de décider si cette masse charriée constitue réellement, comme il semble au premier abord, tout le cap Formentor dans les chaînons obliques duquel elle se présenterait fragmentée par cinq imbrications, du Castell del Rey à la Cala Figuera. En tout cas, le substratum ne semble pas reparaitre. D'autre part, nous verrons dans le chapitre suivant que la Série II est précisément rompue en plusieurs petites écailles très redressées et que la plus septentrionale au moins comporte des dépôts néogènes. Il ne s'agirait plus que de savoir raccorder les imbrications de La Mina et d'Aubellons avec les accidents des abords de Pollensa et avec l'une ou l'autre des dépressions de Vall de Boca ou d'Albercuitx.

CHAPITRE XX

LES MONTAGNES COMPRISES ENTRE POLLENSA ET LA ROUTE D'INCA A LLUCH

1. Vue d'ensemble. — Les imbrications, qui se succèdent, étroitement soudées, du P. Tomir à la plaine, correspondent assez bien aux unités orographiques de la région.

Le Jurassique du P. Tomir se continue par les parois liasiques qui dominent au S.E. la vallée de Son March. Il est affecté d'un pli synclinal où se trouve pincé du Néogène. Ce pli peu déversé à son extrémité Ouest, c'est-à-dire entre la route d'Inca à Lluch et le Sud du P. Tomir, passe localement à un véritable petit synclinal couché, voire même à une écaille, dans la région de La Mina et de La Mola, où les sommets dominant Fartaris, ainsi que la montagne de La Mola, montrent le Secondaire renversé ou charrié sur le Miocène. Plus à l'E., cet accident reprend l'apparence d'un pli légèrement déjeté et se poursuit par Can Roch au N. du P. Axartell jusqu'à Pollensa. Le Puig Pollensa, qui paraît appartenir au flanc méridional de ce pli, présente, de nouveau, un chevauchement très net du Tertiaire par le Secondaire.

Au S. de cette bande synclinale, s'étend une bande de Lias calcaire, continue de la route de Lluch à l'Axartell. Elle mesure 1 à 2 kilomètres de large; nous l'appellerons bande de La Coma. Elle forme des sommets assez importants et paraît subir des vicissitudes diverses. A l'O., elle se présente comme une écaille redressée contre le Néogène et le Lias supérieur d'Aucanellas. Au S. de La Mina, la gorge qu'y a creusée le torrent de Biniatro permet de montrer qu'elle est affectée de plusieurs replis très aigus.

Enfin vers l'Axartell elle paraît se réduire à une très petite imbrication qui supporte toute la masse de ce massif, reposant sur elle par son Trias.

Les derniers contreforts de la chaîne sont formés par une nouvelle imbrication, dont le contact avec la précédente se fait suivant une surface très redressée et qui peut se suivre du P. Aubellons au P. Axartell. Elle est creusée de replis synclinaux dans lesquels sont conservés les marno-calcaires du Lias supérieur, l'un d'eux s'exagérant vers Biniatro jusqu'à donner un pli-faille.

Les couches de la bande Aubellons-Axartell s'enfoncent sous le Néocomien de la région de de Caimari-Campanet, puis, plus à l'E., sous celui qui occupe le fond de la dépression des torrents à déversements opposés de San Miguel et de Can Roig.

Les hauteurs en grande partie triasiques, qui séparent enfin cette vallée de la plaine de Puebla, forment un élément tectonique nouveau, homologue de la Série III.

2. Région comprise entre le P. Tomir et le Coll des Guix. — Nous avons vu que le Trias, constitué par des dolomies, des cargneules et des roches éruptives, formait un assez ample bombement anticlinal sous la masse du P. Tomir.

On peut observer ces couches dans le ravin qui, de la coupure de Benifaldó, se dirige vers Aucanellas. Non loin des maisons de ce nom, le ruisseau atteint toutefois le calcaire liasique du P. Tomir et s'y insinue dans une gorge infranchissable. Ces calcaires jurassiques constituent le versant méridional et la crête d'une série de hauteurs aboutissant au Coll des Guix.

L'une, en $x = 7^{\circ}30' + 2.500$; $y = 44^{\circ}20' + 4.500$, est simplement couronnée par un débris isolé de Jurassique. Celle qui continue ce sommet vers l'O. ne comporte du Trias que dans son versant septentrional.

Le col séparant ce chaînon de la Moleta de Benifaldó est taillé dans des dolomies litées où apparaissent quelques bancs de calcaires à Fucoïdes; localement, on y observe des pointements de roches éruptives.

Au point de jonction des trois sentiers venant d'Aucanellas, de Benifaldó et de la route de Lluch, un petit synclinal naît ou s'accroît assez pour que le Lias y soit conservé. Ainsi s'individualise sous forme d'une masse allongée, en saillie dans la topographie, un petit massif calcaire, contre lequel s'appuie à peine le Trias du chaînon précédent. Le vallon qui sépare ces deux montagnes montre une extension croissante des formations éruptives qui accompagnent le Trias et qui, comme M. DARDER l'a déjà dit, prennent au Coll des Guix une amplitude particulièrement grande. La petite masse jurassique ne dépasse pas la route et vers Son Amer dans la zone traversée par l'ancien chemin de Lluch, seul le Trias affleure.

Si l'on passe le col en direction d'El Guix, on observe le long de la route les couches du Trias, chargées d'éruptif, puis à l'E. du torrent les bancs calcaires redressés représentant la continuation vers l'O. de ceux du P. Tomir. Au S.-E. de ces calcaires, un premier ravin est creusé dans une étroite lame de Trias, puis apparaît une lame de calcaire clair encore plus mince, dressée presque verticalement et qui demeure en saillie. Au S., un nouveau ravin entame longitudinalement une nouvelle bande de Trias non moins redressée, mais plus large.

Enfin, dominant Trias et ravins, une puissante masse de Lias pendant au S.E., continuation de celle qui domine la vallée du pied S.E. et E. du P. Massanella et, se poursuivant vers le N.E., constitue la bande que nous avons nommée bande de la Coma. La route atteint le contact de ce Lias et du Trias d'El Guix entre le kilomètre 4 et le kilomètre 4,5, et les lacets, qu'elle dessine entre ce point et la Casa des Guix, sont tracés sur le Keuper.

D'une part il est encore difficile de préciser si la bande liasique comprise à l'E. de la route, entre les deux bandes de Trias, se poursuit jusqu'à ce versant de la gorge principale; d'autre part, nous ne savons pas au juste où passe, dans cette succession de plis redressés, la bande de Néogène dont nous avons donné la coupe au chapitre XVIII. La position, qu'elle occupe au proche voisinage du col nous fait supposer qu'elle trouvera peut-être sa continuation dans des couches litées de teinte grise qu'on observe dans la masse liasique vers $x = 7^{\circ}30' + 1.400$; $y = 44^{\circ}20' + 3.100$.

Il peut être très important de savoir si ce Néogène appartient au substratum du Trias de Lluch et représente un pointement de la Série inférieure, favorisé par le fort repli anticlinal qui affecte ici la Série supérieure, ou bien s'il fut originellement pincé en synclinal dans le calcaire liasique de la bande du P. Tomir, sa position actuelle entre des masses de Trias n'étant due qu'à l'écrasement local des couches auxquelles il est associé. Dans un cas, il représente une fenêtre. Dans l'autre, il marque simplement l'extrémité de la bande synclinale de la Mina.

3. Coupe à l'E. du P. Tomir. — Il faut atteindre la région de Son March entre la Montanya et Pollensa pour pouvoir faire une seconde coupe du massif du P. Tomir. En cette région, la vallée est dominée par des parois verticales qui ne s'inclineront assez pour être franchies en tous points que vers Son Llobera. Aux abords même du P. Tomir, elles sont pratiquement inaccessibles, sauf par un couloir utilisé par le sentier muletier de Son March à Fartaris.

A 200 mètres de Son March, un chemin gagne El Pujol, maison bâtie sur le Trias, en arrière de laquelle s'amorce le sentier.

La coupe que l'on peut observer le long de ce chemin est la suivante, de bas en haut :

- | | |
|--|------------|
| 1° Trias complexe formé de dolomies litées et de calcaires à Fucoïdes avec pointements de roches éruptives vers le bas de la coupe . . . | 150 mètres |
| 2° Calcaire massif du Lias | 100 — |
| 3° Néogène de Fartaris | 40 à 50 — |

Ce Néogène est chevauché par les masses calcaires de la Mola et du P. Fartaris ($x = 7^{\circ}30' + 5.300$; $y = 44^{\circ}20' + 6.800$).

L'affleurement de Miocène constitue une zone peu inclinée et vallonnée qui peut atteindre 1 kilomètre de large.

Nous y avons relevé la coupe suivante de bas en haut :

a) Grès à surface onduleuse	
b) Grès durs	3 mètres
c) Marnes claires	5 —
d) Grès	3 —
e) Calcaire à <i>Lithothamnium</i> et Amphistégines.	6 —
f) Grès gris	4 —
g) Conglomérats à petits éléments clairs	20 —
4° Calcaire lithographique	4 —
5° Calcaire bréchoïde du Lias inférieur.	

Malgré nos recherches nous n'avons trouvé dans ce Tertiaire aucun *Clypeaster* ni aucun *Pecten*. Toutefois, le faciès de ces dépôts apparaît comme réunissant toutes les caractéristiques des dépôts miocènes de la Sierra principale. La présence des calcaires à *Lithothamnium* et à Amphistégines, bien que ne représentant qu'un argument de valeur toute locale, nous a décidé à rattacher cette formation au Néogène.

La zone de terrains tertiaires, cultivée, s'étend d'une part vers l'O. jusqu'au P. Tomir, d'autre part vers le N.E. jusqu'à Pollensa.

Le sentier de Can Vila à la Mina permet de passer entre les masses en recouvrement de la Mola et du P. Fartaris, $x = 7^{\circ}30' + 5.300$; $y = 44^{\circ}20' + 6.800$. Il semble bien que cette dernière soit non seulement un flanc renversé, mais un fragment d'échelle, car à sa base, en amont de la Mina, nous avons noté des dolomies sur lesquelles s'élève le sommet de calcaire liasique qui domine au N. la ferme et le petit plateau ondulé de la Mina¹ (fig. 200).

Vers l'O., ce Miocène repose sur des calcaires du Lias du P. Tomir. La bande de marnes néogènes se rétrécit et s'écrase entre ce Lias et celui du témoin qui le recouvre. Mais en dépit de cette diminution de puissance, on peut la suivre au col qui sépare les deux sommets, puis, au moins localement, dans le versant qui domine au S.O. le Reco de Fartaris.

Le calcaire liasique du P. Tomir n'est point formé d'une masse simplement inclinée. Au moins dans la partie qui correspond à son pied méridional, il se montre rayé d'étroites bandes de marno-calcaires du Lias supérieur et de marno-calcaires rougeâtres d'âge douteux.

Ces bandes de couches redressées à la verticale et écrasées, qui correspondent sans doute en partie à des plis antémiocènes, s'observent dans les lapiez que traverse le chemin de la Mina à Aucanellas. En particulier, nous en avons observé plusieurs dans le petit sommet $x = 7^{\circ}30' + 4.200$; $y = 44^{\circ}20' + 4.700$ que nous nommons Puig de Aucanellas (voir § 5).

4. La Mola et la coupe de Can Llobera. — La paroi liasique qui domine au S.E. la vallée de Son March va s'atténuant vers Pollensa et se transforme en un bombement plus ou moins complexe.

Sous le Néogène de Fartaris, qui est assez puissant, le sentier de Can Llobera et Can Barba coupe les niveaux suivants :

- Calcaire massif du Lias;
- Dolomies litées en bancs minces;
- Dolomies en gros bancs.

Enfin, en atteignant le bas du versant, on aborde des couches rouges parmi lesquelles pointent des masses moutonnées de roches éruptives.

Le sentier suit ici un éperon qui atteint le fond de la vallée en face de Llinas. Cet éperon est séparé de la ligne de hauteurs qui se poursuit jusqu'au Calvaire de Pollensa par un ravin marquant la limite d'extension du Trias dans ce versant de la vallée (voir la carte).

¹ Le nom de Mina, qui fait penser à quelques traces charbonneuses ayant jadis provoqué des fouilles, ne correspond qu'à une galerie de captage de source, au dire du propriétaire de la ferme.

Dès que l'on quitte Pollensa par la route de La Puebla, on trouve, dans les champs, des débris de grès à Amphistégines du Néogène. Ces grès sont accompagnés de marnes qui apparaissent non loin d'une chapelle bâtie au point où le chemin de Can Roch quitte la route royale. M. DARDER les avait déjà rapportés — avec raison, croyons-nous — au Néogène.

Dans la vallée de Son Roch, les marnes et les poudingues prennent une assez grande importance et peuvent se suivre facilement jusque dans les pentes de la Mola qui dominant Cal'Herea.

Non loin de cette maison, on voit s'appuyer contre le Néogène une assez petite lame de calcaires du Lias redressée à 45 degrés qui supporte à son tour des dolomies. Cette lame qui représente la terminaison vers le N.E. de la masse jurassique de la Mola provoque dans la topographie la séparation de la vallée en deux vallons, l'un, taillé dans le Néogène, au N.O., l'autre dans le Trias, au S.E.



FIG. 200. — Coupe de la Mina et du Puig Fartaris.



FIG. 200 bis. — Coupe des témoins de la Mola et du Puig Fartaris.

1, Néogène; 2, Trias; 3, Lias.

Le col qui sépare la Mola de l'Axartell est entaillé dans la lame de Trias en question.

Si l'on continue à suivre le chemin muletier qui sinue au pied E. des rochers de la Mola, pour gagner Fartaris, on peut observer la superposition des calcaires qui constituent cette montagne aux marnes et grès néogènes. Mais on ne tarde pas à rencontrer un accident dont le détail nous est encore mal connu.

Cinq cents mètres avant d'arriver à Las Tosas, le chemin bifurque. La branche de gauche s'élève vers la Mola et vers la Mina en suivant le bas des pentes formées par la continuation du Néogène que nous venons de décrire et qui dominent toujours les parois terminales du massif de la Mola. Mais immédiatement au N. de ce sentier s'élève une barre de calcaire disposée obliquement et contre laquelle paraît s'appuyer très normalement le Miocène. Cette barre se poursuit jusqu'au Predio de l'Axartell.

Si au lieu de prendre ce chemin on suit depuis la bifurcation le sentier de Las Tosas, on coupe cette barre de calcaire qui est sculptée en lapiez assez profond, puis, vers Las Tosas, on retrouve le Néogène formé de marnes et de grès qui se poursuit sans nouvelle interruption jusqu'à Fartaris.

Nous croyons pouvoir interpréter cette lame jurassique comme un repli anticlinal du Lias de base du Miocène, qui aura été entraîné et couché, tout en demeurant enveloppé dans sa couverture de Néogène.

Mais si l'on descend dans les lapiez qui sont en aval de Las Tosas, on constate qu'une partie d'entre eux sont taillés dans des roches tout à fait douteuses et qui ressemblent étrangement aux conglomérats bréchoïdes du Néogène¹.

Depuis l'Axartell au col de la Mola, le problème paraît plus simple. Au S. du ravin s'élève la paroi verticale de la Mola, au N., la paroi liasique du sommet, $x = 7^{\circ}30' + 7.400$, $y = 44^{\circ}20' + 7.500$. Le dispositif d'ensemble ressort de l'examen de la carte, du profil XLVI et de la figure 200.

¹ Même, en certains points, apparaissent des grès calcaires zoogènes à Bryozoaires qui sont très probablement miocènes. Etant donné la difficulté de distinguer le Lias, de ces formations, sans doute bien plus récentes, qui sont étroitement soudées à lui, nous croyons qu'il faudra consacrer une étude plus minutieuse que nous n'avons pu le faire à ces accidents.

Entre la partie du massif de la Mola qui domine Fartaris et le massif du Puig Fartaris au N. de la Mina, un petit coin de Lias est inséré dans les marnes néogènes (fig. 200). Ce petit débris peut être interprété de deux façons.

Ou bien c'est un fragment de la masse calcaire charriée, renversée ou refoulée sur le Néogène, ou bien il représente le prolongement de la bande de Lias que nous avons signalée entre l'Axartell et Las Tosas, et dans ce cas, il appartiendrait au substratum du Néogène dans lequel il est enrobé.

5. Le Massif du P. Axartell. — La masse des calcaires de la Mola, effilée vers sa racine, s'insère dans la vallée de Can Roch, entre le Néogène et une série de couches triasiques et jurassiques qui constituent le P. Axartell.

Le versant S.E. de cette montagne, moins fortement incliné, paraît comporter des calcaires du Lias pendant au S.E. contre lesquels a été conservé au bas du versant un placage de marno-calcaires à silex du Lias supérieur, de fausses brèches noduleuses du Tithonique et de dépôts néocomiens. La meilleure coupe du versant septentrional du massif paraît être celle que l'on observe en amont et au S.O. de Can Llobera.

De bas en haut, on note, émergeant des alluvions qui cachent leur contact avec le Néogène de Cal'Herea :

1° Calcaires saccharoïdes en gros bancs	30 mètres.
2° Calcaires clairs écrasés	10 —
3° Grès à grains de quartz de dimension moyenne	8 —
4° Grès fins	4 —
5° Grès d'aspect noduleux.	6 —
6° Calcaires couleur café au lait en bancs de 0 m 20 lités	30 —
7° Grès durs	2 —
8° Marno-calcaire à <i>H. subspinum</i> BUCKM.	10 —
9° Paroi infranchissable de calcaire saccharoïde massif.	

Plus près de Can Llobera la succession paraît être dans ses grandes lignes de bas en haut :

- 1° Lias supérieur à silex.
- 2° Calcaire massif du Lias.
- 3° Lias supérieur (marno-calcaire à silex avec traces d'*Haplopleuroceras subspinum* BUCKM.
- 4° Grès du Lias moyen.
- 5° Dolomies douteuses vraisemblablement ramenées dans cette position par une cassure oblique.
- 6° Calcaire massif.

De ces deux coupes il paraît résulter que la masse du P. Axartell est affectée d'un ou de deux replis synclinaux déversés au N.O. (profil XLVIII), mais il convient de noter que les calcaires massifs sont assez différents, ici, du type ordinaire réalisé par le Lias moyen, en sorte que l'âge que nous leur attribuons est douteux.

La partie de la montagne qui domine Can Llobera montre l'incurvation des couches qui prennent une tendance à pendre à l'E.

L'extrémité des calcaires n'apparaît plus, vers le kilomètre 31 de la route royale, que comme un anticlinal liasique graduellement atténué et ceinturé par les marno-calcaires du Lias supérieur et le Tithonique.

Cette apparence est d'ailleurs trompeuse et de nouvelles complications naissent ici. En tout cas, le fond de la dépression par laquelle passe le chemin qui relie Can Llobera à la grande route (kil. 32,5) montre des marno-calcaires gris bleu, à taches de rouille, lités en bancs de 0 m. 15 à 0 m. 20 et qui ressemblent étroitement aux couches à *H. subspinum*. Ce sont eux qui se continuent par des couches figurées dans nos coupes.

Le versant S.E. de la Mola, dans lequel passent et la bande liasique du P. Axartell, et la

bande triasique mentionnée entre ce Lias et celui de la Mola, est d'un abord assez mal commode. La meilleure coupe y est fournie par le chemin qui descend de la Mina à Biniatré.

L'affleurement de Miocène de la Mina est limité dans la partie méridionale par des collines de calcaire massif peu élevées, par rapport, à lui et sculptées de lapiez qui rendent impossible l'appréciation du pendage de leurs couches. Deux chemins les traversent et gagnent Mina Petit, l'un par l'O. du ravin descendant de la Mina, l'autre par l'E. Entre ces deux chemins s'élève un petit monticule dont le calcaire liasique paraît nettement reposer sur le Néogène. De plus, si l'on se dirige vers l'O., c'est-à-dire dans la partie des couches néogènes qui affleurent vers $x = 7^{\circ}30 + 5.300$; $y = 44^{\circ}20 + 5.600$, on observe qu'elles sont aussi recouvertes ou chevauchées par une masse calcaire qui se trouve sur le prolongement de la première et que, dans le versant E. du profond ravin qui s'écoule vers Biniatré, ces marnes néogènes paraissent nettement insérées, obliquement, sous des calcaires liasiques qui les dominent par une paroi de 12 à 30 mètres, suivant les endroits (fig. 201). Entre la bordure du Néogène et Mina Petit, le sentier sinue dans des lapiez.

Ce n'est qu'à partir de Mina Petit qu'on observe la réapparition de couches dolomitiques vraisemblablement triasiques. Elles chevauchent assez nettement le Lias dont, si celui-ci forme, comme il est probable, un anticlinal déversé sur le Néogène de la Mina, elles constituent simplement le noyau. Ces rapports, qui ont peut-être existé à l'origine, sont en tout cas masqués à l'heure actuelle par les ruptures qui ont dû affecter tous les plis de ces roches peu malléables et y réaliser la structure imbriquée.

Etudié selon le tracé du chemin, ce Trias se montre recouvert par un petit débris de Lias qui couronne une arête en $x = 7^{\circ}30 + 7.000$; $y = 44^{\circ}20 + 4.700$. Mais à l'E. du ravin le Trias disparaît assez rapidement sous la couverture liasique qui constitue la majeure partie du versant de la montagne, soit que le chevauchement soit moins accentué qu'il n'y paraît, soit que, atténué vers l'E., il prenne un peu plus d'importance vers l'O. Il ne paraît pas, en tous cas, que cet accident soit le prolongement de la masse triasique qui forme la base du P. Axartell et chevauche le Lias de la Mola, mais bien un repli de détail.

La bande de Trias du P. Axartell passe en effet plus au S., et sépare le massif calcaire que nous décrivons du petit chaînon contre lequel sont bâties Biniatré et Son Monjo.

Cette bande dolomitique forme le fond du ravin qui descend du S. de la Mola vers Son Monjo et se montre plus à l'O. appuyée et redressée contre le Lias de Mina Petit, dont la masse pendant au S.E. forme le bord septentrional du vallon situé en $x = 7^{\circ}40 + 200$; $y = 44^{\circ}20 + 4.500$. Ce ravin, qu'emprunte un chemin forestier, est taillé dans le Trias qui s'y montre formé, auprès de la ligne de contact anormal, par des marnes bariolées du Keuper, puis par des cargneules, enfin, par des dolomies pendant au S.E. et supportant le Lias calcaire, d'ailleurs peu épais, qui forme le versant de Biniatré et Son Monjo.

A la tête O. de ce ravineau, aux abords du chemin de Mina Petit, prend naissance un second vallon de même orientation, mais d'écoulement inverse et qui est, de même, taillé dans les marnes bariolées, les dolomies et les cargneules de la même bande de Trias, auxquelles s'ajoutent des roches éruptives, en amont de Hort de Biniatré. De plus, il semble que la coupe devienne différente et que les cargneules et les dolomies du versant S.E. du ravin s'insèrent sous le calcaire jurassique de son versant N. Cela reviendrait à dire que le pli-faille, correspondant à la bande du Trias dont nous avons noté l'imbrication depuis le P. Axartell, passe vers l'O. à un simple anticlinal et expliquerait, d'autre part, l'ampleur relative prise par la bande de Trias des abords de Mina Petit, qui se trouverait la relayer localement.

Au S. de la colline de Biniatré, on observe les couches à silex du Lias supérieur, le Tithonique et le Néocomien redressés, mais alors que, vers Son Monjo, ces couches disparaissent simplement sous les alluvions du ruisseau, au S. de Biniatré elles sont dominées par un petit à-pic aux parois abruptes formé en majeure partie de Lias calcaire et qui se présente comme un fragment d'un repli anticlinal très étroit au bord méridional duquel est construit Es Camp (profil XLVI bis). Il se pourrait que dans sa partie O. ce petit accident donnât un pli-faille.

En tout cas, la bande de Lias supérieur et de Tithonique se poursuit latéralement sur environ

3 kilomètres vers le S.O. ; l'anticlinal d'Es Camp prend aussi dans cette direction une importance croissante et forme tout le petit chaînon qui, par la cote 350 et la Plana, domine les champs cultivés de Son Gavelli et Bonaba Nou.

6. La Bande de la Coma entre Mina Petit et la route royale de Lluch. — La meilleure coupe de cette bande nous est donnée par le ravin qui descend du pied S. du P. Tomir pour gagner la région de Biniatré.

Si l'on remonte ce ravin depuis Es Camp par le chemin d'Aucanellas, on chemine presque constamment sur du Trias formé en majeure partie de dolomies, mais où affleure aussi du Keuper.

Il est dominé par des parois de Jurassique (profil XLVI).

Depuis l'aval, on traverse d'abord des calcaires massifs de l'anticlinal d'Es Camp, pendant à 50 degrés au S.E. et un peu déversés sur les marno-calcaires à silex du Lias supérieur qui constituent le synclinal de Biniatré.



FIG. 201. — Versant N.E. du ravin du torrent du Puig Tomir.

Ces couches s'appuient contre une nouvelle masse de calcaires massifs, appuyée à son tour contre des calcaires lités dont nous ne pouvons préciser l'âge. Enfin commence la grande masse de calcaires massifs, qui va former toute la montagne dominant Aucanellas par le S., et dont la paroi N.E. commande tout le ravin du torrent de Tomir.

Sous elle vont apparaître les assises triasiques, composées de dolomies dans leur partie supérieure, puis d'argiles bariolées vers le bas, ces dernières chevauchant une mince lame de Lias calcaire appuyée, à son tour, à des dolomies du Trias.

Cette allure imbriquée correspond dans une certaine mesure à la partie inférieure des couches que montre le versant opposé du torrent. Celui-ci, en effet, laisse apercevoir tout un faisceau de plis très aigus de Trias et de Lias dont aucune trace n'apparaît à la surface de la carapace liasique entre Mina et Mina Petit, mais dont cette vallée rend bien compte (profil XLVI et fig. 201).

Le Miocène de la Mina, chevauché par un petit anticlinal à noyau triasique, s'écrase en profondeur.

Le Trias — dolomies et marnes bariolées — du cœur de cet anticlinal ne paraît pas affleurer ou en tout cas nous a échappé vers Mina Petit, soit qu'il s'écrase, soit qu'il ne participe plus au pli couché.

Le Néogène très écrasé se retrouve donc le versant O. du ravin et en particulier aux abords de la maisonnette d'Aucanellas ($x = 7^{\text{e}}30 + 4.800$; $y = 44^{\text{e}}20 + 4.700$) où nous avons relevé la coupe suivante de haut en bas (fig. 202) :

1° Calcaire massif du Lias.	
2° Dolomies du Trias et cargneules	30 mètres.
3° Argiles bariolées	25 —
4° Calcaire massif du Lias	10 —
5° Marno-calcaire du Lias supérieur écrasé	0 m. 80.
6° Tithonique	0 m. 20.
7° Poudingue et grès miocène	2 mètres.
8° Tithonique	0 m. 30.
11° Calcaire massif du Lias.	

Cette dernière masse de calcaire massif paraît correspondre à celle du P. Tomir. C'est dans les lapiez, qui séparent ce point du sentier de la Mina à Aucanellas, que nous avons signalé les petites bandes

synclinales de Lias supérieur pincées dans le Lias calcaire. Ces lambeaux faisaient sans doute partie de la même couche que celle qui, sous forme de marno-calcaires, apparaît dans la coupe que nous venons de donner.

Le chemin gagnant Aucanelletas suit les roches plus tendres du Lias supérieur. Celles-ci se montrent séparées localement des calcaires du Lias par des grès rosés du type Lias.

L'ensemble de ces couches se poursuit jusqu'à Aucanellas, avec les variations indiquées par la figure 202, disparition de Néogène et effilement de la lame de calcaire liasique n° 4.

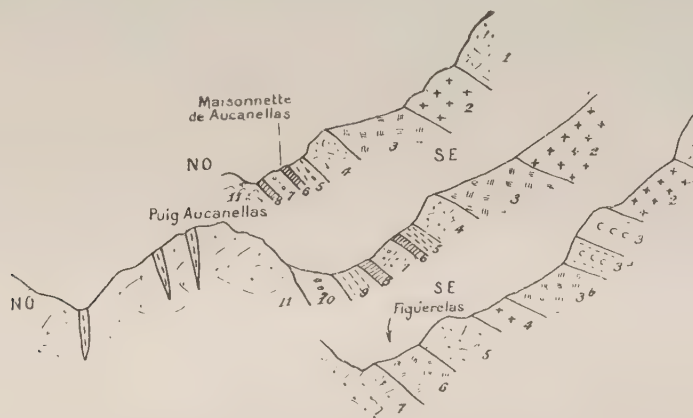


FIG. 202. — Coupes de la dépression d'Aucanelletas à Aucanellas.

Entre la Caseta d'Aucanellas et les maisons d'Aucanellas, on a passé un col séparant le bassin du torrent de Tomir de celui du torrent qui, de Figuerola, s'écoule vers Binibona.

A partir de Figuerola, il s'incurve à angle droit et traverse les chaînons calcaires des montagnes dont nous venons de faire la coupe plus à l'Est. Mais un affluent du torrent principal coule selon le contact de la bande de Trias de Figuerola (qui continue celle dominant Aucanellas) et du Lias calcaire contre lequel elle s'appuie.

La coupe que nous avons relevée ici dans le but d'y retrouver la continuation du Néogène de la Mina ne nous a montré que les assises suivantes de haut en bas (fig. 202°) :

- | | |
|---|------------|
| 1. Calcaire massif du Lias. | |
| 2. Dolomie grise litée à patine claire | 40 mètres. |
| 3. Cargneules | 20 — |
| 3a Dolomie vacuolaire dure | 8 mètres. |
| 3b Marnes irisées | 25 — |
| 4° Dolomies litées | 6 — |
| 5° Calcaire douteux (peut-être éboulés) | 10 — |
| 6° Marnes irisées. | 12 — |
| 9° Calcaire massif. | |

Si les calcaires de la couche 5 étaient en place, ce serait sans doute à leurs abords que passerait le Néogène. Mais nous n'en avons pas vu trace.

Toute la descente depuis Figuerola jusqu'en $x = 7^s30 + 7.300$; $y = 44^s20 + 1.900$ s'effectue dans des calcaires massifs où les lapiez masquent tout pendage.

En ce point on atteint une bande de Trias, prolongement de celle du Hort de Biniatró. Ensuite le torrent traverse les masses calcaires correspondant au massif de Las Planas et il débouche dans la plaine crétacée des abords de Campanet.

Dans la zone où il traverse la bande de Trias du Hort de Biniatró, ce torrent reçoit celui qui par la Coma descend du Coll de Guix. Le confluent est dominé par un sommet conique au N.O.

duquel on observe une très faible tache de marno-calcaires qui paraissent par leur grain être très voisins de ceux du Lias supérieur ou du Néocomien.

Si l'on remonte le torrent du Coll des Guix jusqu'à la Coma, on arrive à un ravin élargi descendant d'Es Barracá et qui est, en majeure partie, constitué par des couches marno-calcaires du Lias, du Tithonique et du Néocomien dessinant un synclinal (profil XLIII) dont l'axe est assez fortement incliné du S.O. au N.E. Ce synclinal ne peut guère représenter la suite de celui de Can Befoya et doit correspondre à quelque repli de la masse liasique au S. du P. Massanella, repli qui nous aura échappé d'autant plus facilement que la stratification de ces calcaires est presque toujours indistincte.

La route de Lluch coupe vers le kilomètre 8,4 la bande de Trias redressé que nous avons décrite comme prolongeant vers le N.E. l'accident de Can Befoya.

À la ligne de faite, on relève la coupe que nous donnons profil XLIV et qui montre ici tout ce Trias comme un simple anticlinal.

C'est la même apparence qu'il présente sur le versant Est de la montagne. Quant au P. Aubellons, il est formé dans sa partie principale de calcaire liasique très redressé, mais c'est apparemment dans son versant S.E., que vient mourir la bande synclinale de Lias supérieur que nous allons décrire dans le petit massif de la Plana.

7. Le Massif de la Plana. — On peut gravir les hauteurs de la Plana par deux voies différentes savoir : par l'E., en suivant la bande de marno-calcaires de Biniatró, par l'O., en passant par le torrent de Bonnaba. Nous l'aborderons ici par l'O.

Les pentes S.E. de la Plana sont formées par des calcaires liasiques pendant au S.E. plaqués, à leur base, de Tithonique, de Néocomien inférieur, localement de Crétacé moyen et de formations tertiaires, qui appartiennent en Sannoisien lacustre pour le lambeau du Castell Petit, et à l'Oligocène supérieur marin, pour les poudingues étalés entre Binisini et Santiani.

Le chemin de Bonaba Nou à La Plana entre dans la gorge du torrent, qui est taillée dans les calcaires massifs. Il tourne aussitôt à l'E. et s'élève en lacets contre le versant du ravin.

Vers 300 mètres d'altitude on atteint une zone cultivée au bord de laquelle est bâtie la maison de la Plana.

La coupe y montre le passage du synclinal de Biniatró formé de calcaires liasiques, de grès à gros grains de quartz et, enfin, de marno-calcaires du Lias supérieur. Il y a lieu de noter au point où le sentier atteint cette zone, environ 30 mètres en aval du jardin de la Plana, un affleurement de poudingues en contact avec des marno-calcaires liasiques broyés. L'âge de ce conglomérat est indéterminable.

Le synclinal, dont l'axe paraît se relever vers le S.O., est bien marqué dans la topographie par un ravin qui descend vers le N.E.

Le flanc septentrional du pli forme le petit sommet qui domine la Plana. La bande triasique continuant celle de Biniatró forme le substratum du Lias de la Plana et sa coupe de haut en bas est la suivante (profil XLV) :

- 1° Calcaires du Lias (calcaire assez vacuolaire rappelant un peu le type de celui de la Sierra Burguesa).
- 2° Cargneules.
- 3° Dolomies.
- 4° Marnes bigarrées.

Au voisinage des cargneules nous avons noté quelques traces de roches éruptives.

Cette bande de Trias correspond à une ligne de cols séparant l'écaille de la Plana et son prolongement vers l'O. de la bande liasique de la Coma. On la suit, en effet, jusqu'au fond du ravin de Bonaba, puis, par des affleurements de cargneules et de marnes, jusqu'au col qui donne accès à la vallée de la Coma.

C'est cette bande dans laquelle est creusé le ravin qui rejoint celui de Figuerola. Il semble que ce soit elle, avec un décalage dont la raison nous échappe encore, qui se poursuive par celle décrite précédemment dans le P. Aubellons.

La dépression qui prolonge orographiquement la bande anticlinale de Trias vers l'O. est, au contraire, la bande synclinale de la Coma et d'El Barraca mentionnée au paragraphe 7.

8. **Sud de Pollensa.** — Immédiatement au S. de la localité, s'élève une petite montagne en forme de butte assez abrupte nommée le Puig Pollensa (332 mètres). M. DARDER a déjà reconnu à sa base septentrionale la présence de Crétacé et de Néogène dont les dépôts sont chevauchés par le calcaire liasique formant toute la partie supérieure de la montagne.

Ce Lias pend au S.E. et c'est au bas du versant N.O. de la montagne qu'on le voit chevaucher

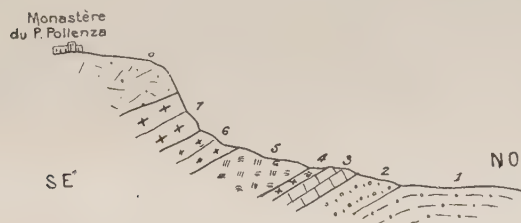


FIG. 203. — Coupe du versant N.O. du P. Pollensa.



FIG. 204. — Coupe de la colline de l'Almadraba.

des terrains plus récents, alors qu'au S. et S.E. et à l'E. ce Lias est en continuité apparente avec celui qui affleure au P. de Las Rotas et dans le chaînon de l'Almadraba.

Le sentier qui conduit au couvent du P. Pollensa s'élève d'abord sur le Miocène qui affleure dans les champs sous forme de marnes à rognons blancs et de grès plus ou moins marneux (fig. 203, profil XLIX et pl. VIII, fig. 1).

Contrairement à M. DARDER, nous croyons que les couches qui reposent sur ce Néogène sont non pas jurassiques mais triasiques.

En effet la coupe montre la succession suivante de bas en haut :

- | | |
|--|------------|
| 1° Marnes néogènes à rognons blancs. | |
| 2° Grès marneux du Néogène inférieur. | |
| 3° Dolomie bréchoïde veinée de roux du type que nous rapportons au Lias inférieur | 10 mètres. |
| 4° Dolomie en couches minces | 1 — |
| 5° Marnes bariolées | 20 — |
| 6° Dolomies en bancs de 0 m. 30 - 0 m. 40 séparées par des délits de marnes vertes | 15 — |
| 7° Dolomie du Trias en gros bancs lités. | 20 — |
| 8° Calcaire du Lias. | |

A l'E. du Monastère, s'élève une tour de guet en partie ruinée. Bien qu'elle soit bâtie sur une partie du calcaire jurassique qui se trouve assez éloignée, verticalement, des niveaux dolomitiques sur lesquels il repose, on observe près de ce point des calcaires subdolomitiques d'âge douteux.

La route royale longe, sur 1 kilomètre, le pied O. du Puig. A la borne 33, elle entame légèrement des marno-calcaires lités que nous rapportons au Lias supérieur et qui sont sans doute ceux que M. DARDER attribue au Néocomien. Leur âge importe du reste peu auprès de l'intérêt qu'il y aurait à préciser leur position tectonique.

En effet, au premier abord il semble que la masse secondaire du P. Pollensa, pendant au S.E., soit en continuité avec les calcaires du P. de Las Rotas, ceux-ci se reliant par Can Malagarba et Can Porquet, à l'éperon de la Sierra Axartell qui arrive au kilomètre 31 de la route royale. Dans cette hypothèse, le P. Pollensa ferait partie de l'écaille du P. Axartell.

Toutefois, la géométrie très complexe des affleurements que l'on observe dans ce court espace semble opposer plusieurs raisons à cette interprétation.

Au S.E. du Puig passe un torrent dit de Las Eu-Rech, qui sépare ce sommet du P. de Las Rotas. Or, il entame du Crétacé marneux, qui paraît subordonné au Lias, puis du Tithonique qui paraît normalement affleurer sous le Crétacé. Ce Crétacé entoure à l'O. et au S. le pied du P. de Las Rotas, mais vers $x = 7^{\circ}40 + 5.300$; $y = 44^{\circ}20 + 8.700$, il apparaît brusquement en contact avec du Trias qui paraît le chevaucher.

Ce Néocomien en est, par ailleurs, en continuité apparente avec celui qui, par l'intermédiaire du Lias supérieur à silex et du Tithonique, constitue la couverture des calcaires liasiques du P. Axartell, dans la partie où ils s'enfoncent sous la plaine. Enfin, bien qu'on ne puisse en voir le contact à cause de la présence d'alluvions, il semble que le Néocomien du pied du P. de Las Rotas soit dans des rapports identiques avec le Lias marno-calcaire du chemin de Can Llobera.

Il en résulterait que la masse du P. Pollensa, celle du P. de Las Rotas ainsi que le Puig Santuari et le P. Almadraba appartiendraient à une écaille d'amplitude tout à fait indéterminée qui se présenterait ici comme superposée au prolongement très amoindri de la masse du P. Axartell.

L'Almadraba que, de Pollensa, le chemin atteint en longeant des calcaires en relation et en continuité avec ceux du P. Pollensa, montre (fig. 204) la coupe suivante : Marno-calcaires (1) douteux — liasiques ou néocomiens — très plissotés, puis du Tithonique (2) caractéristique sur lequel des calcaires lités clairs ivoirins, sans fossiles, représentent sans doute le Néocomien inférieur (3).

Enfin, inclinés sur le tout et pendant à 30 degrés au S.E., reposent des calcaires saccharoïdes paraissant être du Lias moyen.

Au pied méridional de ce petit sommet affleurent, dans des champs, du Lias calcaire et du Tithonique. On ne peut encore dire avec certitude s'ils forment la couverture du Lias de la cote 93 ou s'ils passent dessous.

Vers $x = 7^{\circ}30 + 7.800$; $y = 44^{\circ}20 + 9.500$, on trouve des couches gréseuses rougeâtres superposées au calcaire massif qui présentent d'assez nombreuses sections de Belemnites ainsi que de mauvais restes de Térébratules.

Au-dessus de ces grès qui sont puissants de 3 à 4 mètres apparaissent des marno-calcaires rosés à nodules avec rares Ammonites en très mauvais état parmi lesquelles nous avons recueilli *Hammatoceras procer insigne* VACEK, forme du Lias supérieur.

Enfin, vers la partie des champs où le Quaternaire commence à tout envahir de ses alluvions, on observe des marnes claires peut-être néocomiennes et des débris de Tithonique.

Ces diverses couches se retrouvent très froissées en plusieurs points de la route directe de Pollensa à Alcudia.

Comme elles réapparaissent ensuite aux abords de la route royale où nous avons vu qu'elles constituent la couverture du Lias du P. Axartell, il faut ou bien les considérer comme recouvertes par les calcaires de la cote 93 et du P. de Las Rotas, ou bien admettre que le chevauchement du P. Pollensa n'est qu'un accident absolument localisé et que toutes ces couches — chevauchantes et chevauchées — font partie d'un seul et même ensemble.

9. La Dépression San Miguel-Casellas - Torrent den Can Roig - Massif de Son Antoni. — Les assises liasiques plus ou moins inclinées du P. Axartell, de Biniatré, Es Camp, etc., plongent au S.E. et disparaissent sous des formations tithoniques ou néocomiennes qui sont en continuité à l'O. avec celles de Caimari-Campanet et vers l'E. avec celles de Can Puig. Mais, alors que ce Néocomien et le Tithonique s'étalent largement dans la région de Campanet, sous un manteau plus ou moins déchiqueté de Nummulitique; alors qu'ils s'étalent pareillement à l'E. du P. Axartell, où ils disparaissent sous les alluvions et les dépôts récents qui ceinturent la baie de Pollensa, ils affleurent seulement entre S. Miguel et Can Llompas, dans un étroit chenal, dominé au S.E. par un ensemble de collines formées de Trias et de Jurassique et qui constituent un massif de près de 10 kilomètres de long sur 3 kilomètres de large.

M. DARDER avait déjà émis en 1914 l'idée que tout ce massif, qu'il attribuait en bloc au Jurassique, était charrié sur le Crétacé. Il insiste en particulier (page 11 et page 78) sur la mylonitisation¹ du calcaire reposant sur le Néocomien au pourtour O. des montagnes de Campanet. Plutôt que d'un véritable témoin charrié sur le Crétacé, il s'agit ici d'une écaille locale. Le fait observé n'en reste pas moins exact.

Si l'on suit la route de Pollensa à la Puebla entre le kilomètre 36 et le kilomètre 28, on observe la continuation régulière des couches signalées déjà au kilomètre 31. Les marno-calcaires à silex, le Tithonique, le Néocomien, froissés, occupent le pied du P. Axartell. Nous n'avons marqué qu'une seule bande de ces divers niveaux. En réalité, au hasard des replis anticlinaux, il peut y en avoir plusieurs suivant les endroits.

Ainsi au kilomètre 30 de la route, un chemin perpendiculaire à celle-ci passe un monticule dans une tranchée. Au bord même de la route on observe le Lias supérieur, le Tithonique et le Néocomien; 100 mètres à l'E. la tranchée montre la répétition de ces assises et en donne une coupe où l'on voit les couches suivantes pendant à 80 degrés au S.E. :

1° Marnes grises et marno-calcaires gris-bleu du Lias supérieur .	20 mètres.
2° Marno-calcaires noduleux du Tithonique.	3 —
3° Fausses brèches vertes du Tithonique.	5 —
4° Calcaires marneux compacts à grain fin de teinte bleuâtre, équivalant probablement au Néocomien inférieur	5 —
5° Marno-calcaires clairs écrasés en lentilles	10 —
6° Marnes gris-jaune (Barrémien-Aptien?)	5 à 6 —

Plus à l'E., le Crétacé affleure seul. Il ne tarde pas à être masqué par les alluvions du torrent de Can Roig.

La route traverse ces couches entre les kilomètres 29 et 28, puis elle entre dans une vallée dont le fond paraît triasique et qui coupe transversalement le massif de San Antoni.

Le contact du Crétacé et du Trias est masqué ici par des alluvions.

Notre carte en montre les détails, peu suggestifs parce que l'irrégularité de cette ligne est due à des petites failles toutes locales.

Le Trias supporte des calcaires du Lias que l'on observe au sommet des hauteurs qui dominent S. Vila, puis, sous forme d'une bande synclinale allongée, en direction du petit sommet qui est couronné par la Croix de S. Antoni.

Dans cette bande assez étroite et dont les couches paraissent très redressées, nous avons cru distinguer des marno-calcaires du Lias supérieur, mais l'affleurement est trop exigu et trop incertain pour être porté sur la carte.

Le piton de S. Antoni est entièrement constitué par des dolomies claires à patine sombre pendant de 60 à 70 degrés au S.E.

La majeure partie du massif, que l'on embrasse du regard depuis ce point, est couverte de maquis et surtout les affleurements rocheux y sont masqués par des travertins qui rendent toute observation pénible et douteuse.

Si l'on descend vers le S.E. en passant par le ravin dont le débouché se fait vers Son Crestach, on coupe, vers le point $x = 7^{\circ}40' + 3.200$; $y = 44^{\circ}20' + 3.300$, une nouvelle bande de terrains jurassiques. Pour autant que la croûte travertinique permet d'en juger, ils doivent comporter des calcaires massifs et des marno-calcaires du Lias supérieur en couches très redressées. Cette bande se poursuit vers le S.E. avec un pendage dont l'orientation varie assez largement. L'éperon en $x = 7^{\circ}40' + 2.900$; $y = 44^{\circ}20' + 2.500$ et celui qui lui correspond au N. du ravin montrent des couches triasiques appuyées contre ce Jurassique, dont la coupe dans le fond de la gorge comporte (fig. 205) :

- 1° Calcaire massif.
- 2° Marno-calcaire du Lias supérieur.

¹ Nous ne croyons pas opportun d'employer ici le terme de « mylonite ». Voir p. 281, note 1.

- 3° Tithonique.
- 4° Marno-calcaires écrasés.
- 5° Calcaires massifs du Lias.
- 6° Dolomies du Trias en bancs fins

Plus au S.O. encore, cette bande, dans laquelle nous n'avons plus reconnu que le seul calcaire massif, atteint le col situé en $x = 7^{\circ}40' + 2.000$; $y = 44^{\circ}20' + 2.400$. Nous n'avons pu l'identifier dans le ravin qui de ce col descend vers Gavellá. Nous verrons plus loin que son passage dans ces rochers et sa liaison directe avec le Lias calcaire qui affleure à l'Est d'Apais n'auraient rien d'anormal.

Le point culminant du massif se trouve en $x = 7^{\circ}40' + 1.500$; $y = 44^{\circ}20' + 2.800$. L'arête qui le relie à la Croix de S. Antoni est formée de Trias.

Par contre le versant septentrional de ces hauteurs va nous montrer :

- 1° Une charnière de pli synclinal déversé au N.O. qui s'observe depuis la colline qui est en face de Casellas jusqu'à l'extrémité S.O. du massif;
- 2° Le chevauchement de la bande crétacée de Casellas par le Trias de base du massif de Son Antoni.

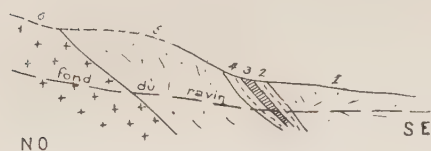


FIG. 205. — Coupe en $x = 7^{\circ}40' + 2.900$;
 $y = 44^{\circ}20' + 2.500$.

Nous donnons trois coupes transversales qui montrent les variations de ce dispositif (profils LVI, XLVI^a et XLVI^b.)

A la hauteur de Casellas, le synclinal déversé n'est représenté que par son Lias calcaire qui constitue un petit mamelon en $x = 7^{\circ}40' + 2.400$; $y = 44^{\circ}20' + 4.000$. Ce Lias est creusé de lapiez envahis par la forêt de chênes-verts.

Le Trias qui lui sert de base s'avance vers Casellas, et l'éperon qu'il constitue chevauche le Crétacé en rétrécissant la zone où ce terrain affleure. La ligne de partage des eaux correspond à cette avancée.

La vallée s'élargit vers le S.O. et le liséré de Lias supérieur et de Tithonique qui la borde au N. s'infléchit vers Massana et Son Monjo, partiellement masqué par les alluvions du torrent.

Au beau milieu du Néocomien apparaît une petite éminence, formée de calcaires liasiques, qui paraît posée sur les marno-calcaires crétacés très redressés et froissés.

En face de ce témoin, au versant du massif de San Antoni, la charnière synclinale a pris plus d'ampleur. Le Lias calcaire affleure jusqu'au col par lequel on passe sur le versant opposé (profils XLVI^a et ^b). Il enserme une bande de Néocomien et de Tithonique.

La carte et les coupes XLVI montrent la suite de ce dispositif vers S. Miguel. A la hauteur de ce petit sommet couronné par du calcaire massif, le chevauchement du Trias sur le Crétacé est légèrement indiqué par un rentrant de Néocomien au débouché du ravineau qui sépare le Cerro de S. Miguel du massif de S. Antoni. A l'O. et au S.O. du Cerro, le Crétacé paraît encore nettement être chevauché par le Trias.

10. Bord méridional du massif de Son Antoni. — Le versant S.O. du massif de S. Antoni montre un dispositif assez différent. Les pentes qui font face à Campanet sont constituées par du Trias et des alluvions.

L'éperon qui sépare le ravin de Galleta d'Apais se montre, par contre, constitué par des calcaires massifs appuyés contre le Trias et pendant au S.E.

Près d'un mirador qui se dresse à l'extrémité de cet éperon, apparaît une bande de fausses brèches tithoniques de même pendage, et dont la base est constituée par des couches noduleuses rouge-brunâtre dans lesquelles nous avons recueilli un grand exemplaire de *Perisphinctes evolutus* NEUM., forme callovienne qui paraît y avoir été remaniée.

Le Tithonique ne nous a pas donné de fossiles déterminables. Ses fausses brèches passent à des calcaires marneux lités que nous avons rapportés au Néocomien. Tout cet ensemble apparaît redressé et appliqué contre le Trias du massif que nous venons d'étudier. Nous croyons qu'on ne peut en aucune manière le considérer comme apparaissant ici en fenêtre.

Ces couches forment une partie du versant O. du ravin de Galleta. Elles s'infléchissent et y pénètrent. Le Tithonique en particulier passe au pied même des maisons et dans les champs du fond du ravin.

Mais ici le Néocomien paraît avoir en partie disparu, et au pied du versant Est, 250 mètres, au N. des maisons, pointent des calcaires oligocènes où nous avons recueilli : *Nummulites intermedius* D'ARCH.

Plus haut encore, vers la tête du ravin, on n'observe plus que le Lias calcaire, qui semble disparaître à son tour et dont nous n'avons pu établir, ainsi qu'on l'a vu plus haut, la continuité avec la bande de Lias et de Tithonique du Sud de S. Antoni.

L'éperon qui sépare Galleta de S. Ferragut est entièrement constitué par du Trias, sauf un petit lambeau de Lias calcaire qui le couronne. Le pendage y est orienté au S.E. et paraît n'être, dans la partie de ce coteau qui coupe la route d'Alcudia au kilomètre 40, que de 15 degrés environ.

Les coupes XLVI à L montrent une interprétation des faits observés et les replis qui affectent l'imbrication de S. Antoni.

Il est encore impossible d'en déterminer l'extension vers le S.O. Les dépôts d'alluvions de Campanet Urelló et Bugar masquent tous les affleurements.

Il est probable toutefois que le Trias de la Capitana devra être rattaché à celui du massif de Son Antoni.

Vers l'Est, partout où les alluvions ou la croûte de travertin qui recouvrent les roches laissent affleurer les terrains en place, on ne trouve que des dolomies du Trias.

Un îlot rocheux émerge des cailloutis à l'intersection des routes de la Puebla et d'Alcudia.

Nous y avons reconnu la présence du Trias et du Lias calcaire, avec pendage au S.E., ce qui confirme l'impression, donnée par tout le massif, d'un pendage d'ensemble vers le S.E.

11. La Terminaison du massif de Son Antoni entre la route de Pollensa et celle d'Alcudia. — Entre le petit îlot liasique de Son Zapater et le kilomètre 28, la route royale de la Puebla à Pollensa remonte un ravin qui coupe obliquement le massif de Son Antoni, mais qui n'atteint, à notre connaissance, en aucun point des couches inférieures aux dolomies du Trias que nous avons mentionnées dans ces montagnes.

Les hauteurs qui la dominent à l'Est montrent des pentes assez rapides formées de dolomies, surmontées par des parois presque verticales de calcaires saccharoïdes, ces derniers supportant enfin de nouvelles assises dolomitiques. Nous avons représenté cette colline fig. 16, pl. VII, fig. 5 et profil XLVIII, et nous avons discuté les interprétations tectonique ou stratigraphique que l'on peut donner de la position de ses calcaires par rapport à ses dolomies. Les profils de la planche 7 montrent l'interprétation tectonique, le calcaire pincé dans les dolomies étant supposé continuer un des synclinaux déjetés du massif de San Antoni.

Vers Son Botger de la Torra, on atteint des grès à Amphistégines et à Lépidocyclines du type que nous avons décrit dans la Sierra principale dans le Néogène. Ces grès s'accompagnent non loin de là de marnes gris-bleu, claires et, vers Can Sopa, de poudingues. Si des doutes pouvaient demeurer quant à l'âge de ces dépôts, ils seraient levés par de belles sections de *Clypeaster* que nous avons trouvées vers Can Fabeta.

Cette bande de Miocène inférieur est assez étroite et elle borde le S.E. du massif, dont on vient de parler, sur 3 kilomètres et demi. Ses limites et ses autres contacts sont masqués par le quaternaire sous lequel elle s'enfonce.

Au S.E. de la route d'Alcudia, qui passe précisément sur ces alluvions, s'élève un nouveau chaînon dont le sommet le plus occidental est le P. Fé, en sorte que la bande de Miocène de Can Fabeta paraît affleurer au premier abord en fenêtre dans la coupure qui sépare le massif du Fé de celui de Son Antoni.

M. DARDER, qui a le premier mentionné ici la présence de marnes néogènes, n'a pas précisé l'allure de l'accident tectonique qui les fait apparaître.

Selon les points où on observe leurs rapports avec l'extrémité du massif de S. Antoni, on hésite entre deux interprétations.

Vers Son Botger de la Torra, ce Néogène est en contact avec le Trias et peut lui être subordonné.

Vers Can Sopa, il paraît appuyé contre une faible épaisseur de calcaires liasiques plaqués contre le Trias du massif de San Antoni.

Vers Can Fabeta, on observe le même dispositif (fig. 206). Mais on a vu en bien des points combien l'identification de certains calcaires néogènes est délicate. Si les calcaires que l'on observe en amont du conglomérat néogène étaient aussi miocènes, il serait alors assez naturel de croire tout ce Tertiaire recouvert par le Trias.

En face du kilomètre 47 de la route royale, la coupe est la suivante (fig. 206^b) :

- 1° Quaternaire.
- 2° Poudingue à éléments ovoïdes noirs.

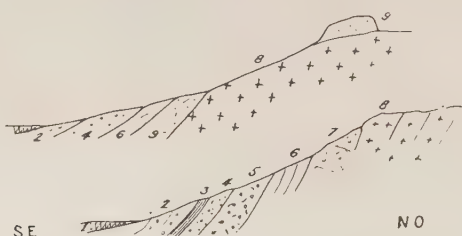


FIG. 206. — Coupes de la colline entre Can Fabeta et Can Sopa.
(Ech. 1/10.000^e.)

- 3° Marnes néogènes.
- 4° Grès à sections de grands *Clypeaster*.
- 5° Poudingue bréchoïde.
- 6° Calcaire couleur café au lait, lité en bancs minces, sans doute jurassique, à pendage S.E.
- 7° Brèche douteuse à gros blocs reliés par un ciment saccharoïde.
- 8° Calcaire dolomitique à pendage douteux au S.E.
- 8° Dolomies du type triasique pendant au S.E.

Peut-être les brèches 7 appartiennent-elles encore au Miocène. Si cette assimilation était confirmée, cela démontrerait sans conteste que le Néogène s'est déposé ici transgressivement sur des assises inclinées et que, maintenant, il est appuyé contre leurs débris, mais ne passe en aucune façon sous elles.

Le Néogène disparaît à partir des abords de Son Lairana qui est en dehors du Miocène typique, mais sur des conglomérats douteux. On y observe sous le poudingue, des calcaires lités inclinés au S.E. qui sont sans doute ceux portés sous le numéro 6 dans la coupe précédente (fig. 206), puis des calcaires massifs (9).

Vers l'amont on voit se succéder, sans stratification distincte, des calcaires, puis des dolomies pendant au S.E.

12. Essai d'interprétation. — Le raccord structural d'ensemble de ces divers éléments apparaît assez simple, et il y a peu de chose à ajouter aux conclusions de notre chapitre XIX.

Nous attribuons la totalité des écailles et replis compris entre l'arête du P. Tomir et la dépression de Casellas à la Série II.

La zone décrite ici n'est que le prolongement des accidents compris entre la vallée d'Aumallutx et celle d'Aumedra.

Le fait saillant toutefois est, ici, l'exagération d'un des replis ou des pli-failles qui donne les recouvrements de la Mina, et le déversement du P. Axartell - P. de Pollensa, qui relaie la première de ces écailles depuis l'endroit où elle s'effile pour disparaître vers Son Roch.

En somme, alors que la compression de la Série II provoque les redressements importants des couches du P. Massanella, plus à l'E., elle se traduit par une rupture et un chevauchement.

Là, comme dans le reste de la chaîne, les accidents ne sont pas continus sur de grandes longueurs, mais se relaient plus ou moins nettement; on vient de le voir pour les chevauchements. Cela se vérifie aussi bien pour les lames anticlinales de Trias ou les synclinaux de Lias supérieur.

La question peut se poser de savoir si le P. Axartell se termine périclinalement ou si l'accident auquel il correspond s'infléchit et se poursuit par le P. Pollensa. Bien que ce soit à première vue la solution que nous préférons, nous ne pouvons nous prononcer en l'état actuel des choses. Quant aux petits chevauchements de l'Almadraba, nous ne savons dans quel autre accident ils trouveraient leur terminaison.

Si l'assimilation de toutes ces montagnes à des éléments de la Série II paraît logique, il devient plus délicat de situer le massif de S. Antoni dans notre schéma général.

On a vu qu'il chevauche le Néocomien de Campanet, qu'il se présente plutôt en écaille qu'en un témoin défini et que le petit témoin de Trias de la Capitana, près Campanet, paraît devoir lui être rattaché.

Dès lors, ce massif joue ici le rôle de la Série III, puisqu'il chevauche la Série II.

Mais ses raccords avec les autres lambeaux de la Série III sont tout à fait incertains.

Si, à la rigueur, on le supposait rattaché au massif de S^a Magdalena, il faudrait ensuite établir les relations de ce dernier avec les débris de la Série III signalés vers Lloseta et Alaró. Or, le Quaternaire empêche, entre Inca et Binisalem, d'observer aucun affleurement et de rechercher la racine d'aucun accident.

Cette interprétation aurait à notre sens le grand avantage d'expliquer la position si bizarre des recouvrements du massif du P. Suro et du P. de Son Cadeña dont on a vu que leur étude nous portait à en rechercher la racine au Sud de la voie ferrée.

La disparition apparente des couches de la Série III sous le Quaternaire et le Tertiaire d'Alaró nous incitait contradictoirement à enraciner la Série III sur place.

Cette contradiction demeure. Elle prouve que nos observations sont incomplètes.

En tout cas, soit qu'il représente la continuation véritable de la Série III, soit un accident homologué qui en tienne lieu et la relaie à cette extrémité de la chaîne, le massif de Son Antoni nous apparaît comme la dernière imbrication de la Sierra principale.

Le massif qui lui fait suite au S. se montre très spécial par tous ses caractères dont nous allons, dès maintenant, aborder l'étude.

13. Le Massif du P. Fé et de San Luis. — Le massif de San Luis et de Fé, qui domine au S.E. la bande néogène que nous venons de décrire, paraît appartenir par les faciès de ses terrains à un ensemble très différent des assises que nous avons étudiées jusqu'ici. Le faciès à silex va envahir des couches assez épaisses dont seulement une partie peut être rapportée au Lias supérieur. A leur base, des calcaires massifs sombres nous paraissent devoir être classés dans le Lias en attendant qu'on y recueille des fossiles. Le faciès saccharoïde du Lias moyen ne se retrouve plus. Les dolomies du Trias manquent ou sont beaucoup moins étendues. Enfin nous trouvons, à la partie supérieure des couches jurassiques, des calcaires fins, sublithographiques, lités, qu'il est impossible de dater ici, mais que leur comparaison avec des assises analogues de la presqu'île d'Alcudia nous a fait rapporter au Néocomien.

C'est, en effet, avec les éléments constitutifs des montagnes d'Alcudia — qui sont du reste sur le prolongement de ce petit chaînon — que les divers niveaux observables dans les montagnes de Fé et de San Luis ont le plus d'analogie.

Tout l'ensemble qu'ils forment mériterait et nécessiterait une étude complète. Faute de temps, nous nous sommes borné à tenter de démêler les grands traits de la géologie de cette région.

Le Fé est un fragment d'anticlinal dont l'axe est orienté S.O.-N.E. et dont le bord septentrional a été rompu ou démantelé par l'érosion. La dépression que suit la route d'Alcudia du kilomètre 44 au kilomètre 48 correspond précisément à la zone dans laquelle devrait se trouver la retombée N. du Fé.

Il semble que l'axe de cet anticlinal est incliné vers le N.E. et assez fortement, à en juger par certaines intersections des couches visibles à l'extrémité E. du Puig Fé.

Notre coupe transversale (fig. 207) montre les niveaux suivants :

- 1° Calcaire vacuolaire.
- 2° Calcaires lités.
- 3° Grès rosés fins à lits de gros grains de quartz rose (ce faciès s'est toujours rencontré ici dans le Lias).
- 4° Calcaires durs gris-bleu veinés. 35 mètres.
- 5° Calcaire vacuolaire à teinte de rouille 2 —
- 6° Conglomérat à gros éléments paraissant différent de ceux du Tertiaire 3 —
- 7° Calcaire lité gris sombre. 60 —
- 8° Calcaire massif en gros bancs 40 —
- 9° Calcaire gris bleu en gros bancs séparés par des délits de marno-calcaires exploités comme pierre à ciment.

Ces dernières assises constituent le pied de la montagne visible dans la dépression qui se trouve en face de la borne kilométrique 46.

Les dépôts superficiels du Quaternaire remplissent le chenal étroit qui sépare le Fé de l'extrémité du massif de Son Antoni.

Mais au pied même des calcaires du Fé s'ouvre un puits d'où on extrait des lignites pétris de Planorbes écrasés (couche 10). C'est la mine Josefina (voir p. 154).

Les travaux rapidement visités par nous en 1911 comportent trois galeries horizontales : l'une, plus septentrionale, à 30 mètres de profondeur ; une autre, plus rapprochée de la montagne, à 50 mètres ; une dernière, à 85 mètres, qui, d'après les croquis qu'on nous a montrés, doit se trouver à peu près sous les calcaires jurassiques du flanc N.O. du Fé.

Les travaux ont traversé des marnes à débris de bivalves aux abords de la couche fertile.

Nous n'avons pu voir les relations de ces couches d'Oligocène douteux avec le Néogène de l'autre bord du couloir ; les dépôts superficiels ne permettent pas de vérifier l'extension latérale des couches lacustres.

Un chemin quitte la route d'Alcudia entre les kilomètres 47 et 48 et se dirige vers le S. en passant dans une dépression profonde et évasée qui sépare le Fé du massif de San Martin. On observe dans sa partie E. un grand développement de marno-calcaires à silex très analogues à ceux du Lias supérieur à *H. subspatum*, mais d'une grande épaisseur et comportant des intercalations de bancs de calcaires bleus. Le fond du ravin est plaqué d'alluvions.

Les couches à silex qui constituent, entre autres, la base des sommets 116, 115 et 113 supportent des calcaires lités couleur café au lait clair, dans lesquels nous n'avons trouvé aucun fossile. Les calcaires couronnent les cotes 116 et 115 et dessinent dans le massif de San Martin un synclinal dont l'axe est orienté S.O.-N.E. Ce sont eux que, par analogie avec ceux de Camp Gran, nous avons attribués au Néocomien.

Quant aux couches marno-calcaires litées à silex, vu l'incertitude où nous sommes au sujet de leur âge, nous leur avons consacré une lettre spéciale L-B qui, bien qu'elle accompagne la teinte du Bajocien, réserve l'âge exact encore incertain de ces formations qui donnent un caractère spécial de tout ce chaînon.

Au synclinal de San Martin succède un petit bombement anticlinal, qui fait réaffleurer les marno-calcaires à silex et qui, du fait de leur friabilité, a provoqué la formation d'un ravin dans lequel est bâti San Luis. Enfin, à l'E. de San Luis, s'élève une arête orientée S.S.E. - N.-N.O. qui culmine à 284 mètres et dont les couches sont inclinées au N.E. en direction d'Alcudia (figure 208).

- 1° Calcaires à silex puissants marquant les pendages de l'anticlinal et dans lesquels les fossiles paraissent extrêmement rares. Fragment de *Phylloceras* à l'O. de San Luis.

A l'E. des maisons, sur les couches à silex pendant à l'E.-N.E., reposent :

- | | |
|--|------------|
| 2° Grès fin rouge brun à touches dolomitiques avec lit de grains de quartz roses | 10 mètres. |
| 3° Calcaires bleus lités | 15-20 — |
| 4° Dolomies | 30 — |
| 5° Calcaire dur avec lit de rognons de silex. | 2 — |
| 6° Calcaire gris clair compact ressemblant un peu au calcaire café au lait. | |

Nous avons encore attribué sur notre carte, de façon tout à fait hypothétique, ces calcaires n° 6 au Néocomien inférieur.

La carte montre les rapports de ces terrains avec le Marès et le Quaternaire.

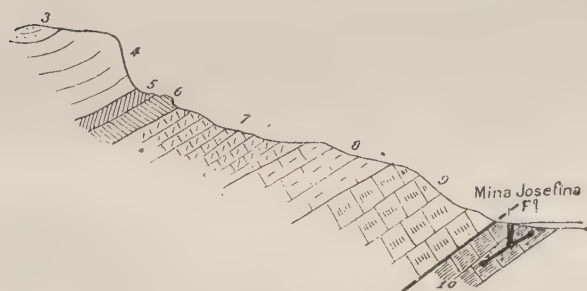


FIG. 207. — Coupe du Puig Fé. (Ech. 1/10.000^e.)

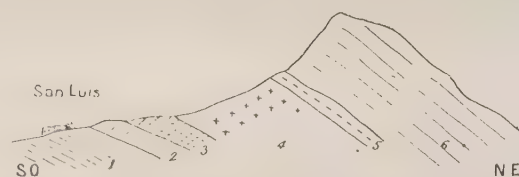


FIG. 208. — Coupe de la montagne de San Luis. (Ech. 1/10.000^e.)

14. **Les montagnes d'Alcudia.** — Les montagnes de cette presqu'île forment un ensemble très différent par son allure des autres massifs de la Sierra principale. Les calcaires du Lias et les dolomies du Trias qui, partout ailleurs, constituent l'élément principal de toute ligne de relief, y sont à peine visibles. La structure imbriquée fait place à des replis gauchis.

Les couches qui participent à ces reploiements sont presque exclusivement :

1° Des marno-calcaires lités dans lesquels nous n'avons pu établir de coupure stratigraphique nette, mais où nous avons recueilli *Sonninia dominans* BUCKM., *Perisphinctes Martiusi* D'ORB. sp., *Phylloceras Kudernatschi* V. HAUER, etc. (voir p. 79).

Il semble que ces couches forment une série continue du Lias moyen ou supérieur au Bajocien, voire même au Bathonien.

2° Des bancs de fausses brèches rappelant un peu ceux du Tithonique, quoiqu'ils soient de teinte, de grain et même de faciès assez différents. Nous y avons recueilli *Perisphinctes transitorius* OPP. sp.

3° Des calcaires lités en bancs réguliers, de couleur claire, quelquefois crémeuse, qui forment un puissant ensemble sans fossiles, d'attribution stratigraphique indécise, mais que leur superposition au Tithonique vers Camp Gran nous a porté à rattacher, au moins en partie, au Néocomien.

Si les marno-calcaires jurassiques et les calcaires néocomiens sont épais, ceux du Tithonique sont réduits à 2 ou 3 mètres.

Les autres formations — dolomie du Trias, calcaire du Lias (?), Néogène — qui affleurent en des zones très localisées, ne présentent pas de caractères spéciaux.

Les collines, qui s'élèvent à l'O. de l'Atalaya, depuis P. Aucanada jusqu'au N. de la Rota, nous paraissent formées par les marno-calcaires du Jurassique.

Ces couches, diversement inclinées, sont coupées par le chemin de Can Socias à Can Fé et à Son Aquerras. Elles constituent une zone cultivée et se différencient nettement des formations néocomiennes, qui, déjà au P. den Vauma, forment d'après rocaïlles. Les rapports de ces terrains s'observent aux abords de Camp Gran, où l'on peut remarquer un dispositif synclinal assez net avec tendance au déversement au N.O. (voir fig. 45).

Ce synclinal s'évase vers le N.E., et il semble que l'Atalaya elle-même soit taillée dans les

calcaires néocomiens lités qui la constituent. Cette Atalaya montre par son versant occidental une très grande masse de ces calcaires ramenés à la verticale par des replis et parmi lesquels, en particulier, les couches redressées passant sous la tour paraissent correspondre à la branche S.E. du synclinal de Camp Gran (voir pl. VIII).

Au N. de la tour, les couches dessinent un synclinal. Nous n'avons pu identifier les marno-calcaires sableux qui y affleurent.

Le liséré de Tithonique que nous avons indiqué est difficile à définir sur le terrain, au S.O. de ce promontoire. Par contre, vers $x = 7^{\text{e}}60 + 500$; $y = 44^{\text{e}}30 + 6.600$ on identifie nettement les marno-calcaires jurassiques. Ceux-ci supportent des dépôts transgressifs de terrains néogènes qui comportent ici le faciès gréseux à Amphistégines signalé en maints endroits de la Sierra principale. Le chemin les coupe en particulier en $x = 7^{\text{e}}60 + 400$; $y = 44^{\text{e}}30 + 00$ et on y observe de nombreuses sections de *Clypeaster*.

On retrouve en divers points, entre la P^a de la Guarda et Manresa, des affleurements de Néogène pointant parmi le marès, qui est particulièrement développé et atteint vers Can Fonals 50 mètres d'altitude.

Ce Néogène a été mentionné par HERMITE dans les termes suivants : « En allant d'Alcudia au Cabo del Pinar et en suivant la rive de Puerto Menor, on voit au-dessous de la batterie un conglomérat de *Clypeaster* et d'*Ostrea crassissima*. Les oursins sont très comprimés. Ils doivent avoir subi d'énormes pressions... »

M. DARDER figure ce Néogène sur sa carte de 1914 avec le même signe conventionnel que le Miocène de Muro et que celui de Bellever, alors qu'il consacre un figuré spécial pour celui du Nord de la chaîne. Le faciès nous paraît toutefois ressembler étrangement à celui que nous avons mentionné dans la Sierra principale et ne pas rappeler les « mollasses calcaires » de Muro ou de Manacor.

Nous n'avons pas retrouvé le gisement signalé par HERMITE. Les affleurements que nous avons notés font toutefois partie de la même bande. Il serait intéressant de trouver dans sa position tectonique l'explication de l'écrasement que révèle le banc à *Clypeaster* de la batterie. Il est probable que ce Néogène représente la suite de celui de Can Sopa, mais ici, nous n'avons pu y voir aucun indice certain qu'il soit chevauché.

Le chemin de la Punta de la Guarda au Cabo del Pinar coupe en divers points les fausses brèches tithoniques, puis il atteint les calcaires lités à silex que nous rapportons au Néocomien, calcaires sur lesquels est bâti l'Ermita de la Victoria. Non loin de la maison jaillit la belle Fuente de la Victoria, dont l'émergence paraît en relation avec un niveau de marno-calcaires néocomiens. Les replis de toute la masse nous ont empêché de pouvoir préciser la position de ces marnes qui peuvent soit être en intercalation dans les calcaires lités, soit représenter un niveau supérieur à ces derniers — Hauterivien ou Barrémien peut-être — dont l'affleurement serait dû, ici, à un petit synclinal.

Depuis la fontaine un sentier de carabiniers conduit au Cabo del Pinar, à travers de nombreux petits ravins abrupts qui sillonnent ce versant et sont dominés par les parois verticales de la montagne cote 400.

Au premier ravin que l'on traverse en quittant la fontaine, on retrouve le Tithonique à faciès de calcaire marneux, où nous avons recueilli : *Simoceras strictum* CATULLO sp.; puis, après avoir passé des marno-calcaires jurassiques, on atteint des calcaires sombres qui paraissent faire suite à des dolomies analogues à celles que nous rapportons ailleurs au Trias.

Le déversement de toutes ces couches vers le N.-N.O. est net. On y relève même, semble-t-il, l'écrasement local des calcaires.

Plus au N.E., les dolomies prennent une extension grandissante comme si l'on se trouvait ici dans le cœur de l'anticlinal déversé (profil D, pl. 8). Les parois calcaires de la cote 384 les dominent, puis elles s'abaissent et, pour autant que l'abondance de la végétation et du marès permet d'en juger, les calcaires semblent constituer une partie des hauteurs du Cabo del Pinar où elles reposent sur les dolomies du Trias.

Au S.E. du promontoire apparaissent des couches litées de marno-calcaires que nous rapprochons

temporairement de ceux du P. Aucanada. Ils forment un versant extrêmement abrupt avec fort pendage à l'E.-S.E. Un sentier par lequel on gravit le P. 384 s'élève jusqu'au col séparant ce sommet de l'Atalaya. A partir de ce point, un sentier gagne l'Atalaya, un autre passe le col et descend sur la Victoria après avoir recoupé des couches claires que nous sommes tenté d'attribuer au Tithonique.

Le versant Est de l'Atalaya semble formé par les calcaires lités du Néocomien que nous allons retrouver au Cabo de Menorca.

On peut y accéder soit par un chemin qui longe la mer, en passant par la Torre Mayor del Puerto et Casa Blanca, soit en contournant le P. Aucanada et en passant au N. de ce sommet.

Le chemin direct au sortir du village traverse près du Lazaret un affleurement de marnes que nous attribuons au Crétacé, car elles ressemblent beaucoup à celles qui, ailleurs, contiennent des fossiles pyriteux. Ce sont des marnes semblables qui apparaissent vers Can Butxeta et dans lesquelles nous avons recueilli de très rares fragments indéterminables de Bélemnites et de petites Ammonites pyriteuses.

Tout le Puig Aucanada est formé de marno-calcaires lités et ployés. Sur ce versant nous n'y avons recueilli aucun fossile. Par contre, vers l'O. du sommet, nous avons recueilli un *Sonninia* indéterminable et, vers l'aval de Can Fé, au N. du sommet, des bancs de calcaires marneux gris nous ont fourni une faunule bajocienne analysée dans la partie stratigraphique (p. 78), mais dont nous devons retenir ici l'analogie avec le Bajocien de la région d'Arta et de Manacor.

Entre Son Aucanada, Can Llorens et Casa Blanca, débouchent deux ruisseaux qui atteignent la mer, l'un venant de Can Fé, en face de l'île d'Aucanada, l'autre descendant de l'Atalaya vers Casa Blanca. Leurs alluvions se mêlent par intrication au marès qui forme ici une large frange le long de la côte. En amont du marès, le fond de leurs vallées est partiellement colmaté par des alluvions torrentiels.

Celui de ces ravins qui entame l'Atalaya sépare cette montagne d'un sommet de 254 mètres qui forme le Cabo de Menorca. L'Atalaya est formée de calcaires lités néocomiens. On retrouve ces mêmes couches pendant fortement au S.E. au sommet et dans tout le versant oriental du Cabo de Menorca. Le ravin qui les sépare a creusé le Néocomien et s'est encastré dans les marno-calcaires du Jurassique. Son tracé correspond à un pli anticlinal dont l'axe passe par Can Llorens et le Coll Baix.

C'est au col même, parmi la brousse, que nous avons relevé l'existence de ce pli.

Le centre de l'anticlinal est formé de marno-calcaires lités, d'un gris terne, sur lesquels reposent 10 mètres de calcaires gris, durs, à silex, lités en gros bancs. La partie S.O. de la coupe montre de plus les termes suivants :

Calcaires gris rognoneux	20 mètres.
Grès à grains roses	2 —
Calcaires massifs	3 —
Calcaires lités	20 —
Calcaires clairs lités du Néocomien.	

Aupied de l'Atalaya on ne retrouve pas tous ces niveaux ; mais, sous les assises que nous attribuons au Néocomien, apparaît un banc de calcaires ressemblant beaucoup aux fausses brèches du Tithonique, telles qu'elles sont représentées à Camp Gran. Ce banc vertical, qui demeure en saillie sur une assez grande longueur, nous a servi de repère pour le tracé des contours géologiques dans cette région.

Diverses grottes s'observent dans ces couches au bord de la mer et parmi elles, en $x = 7^{\circ}60 + 2.900$; $y = 44^{\circ}20 + 7.500$, celle où, après Miss DOROTHEA BATE, nous avons recueilli divers ossements de Mammifères du Quaternaire ancien (voir p. 194). Les couches néocomiennes sont ici verticales.

15. **Les Relations du massif de Fé-Alcudia avec le reste de la chaîne.** — Si le massif de San Antoni par son Trias, son Lias et le Néogène qui l'accompagne présente de grandes analogies avec le reste de la chaîne, il n'en est pas de même des terrains qui affleurent entre le P. Fé et le Cabo de Menorca.

Nous avons considéré le premier de ces ensembles comme représentant une imbrication rattachée à la Sierra principale. Par contre, si l'observation locale ne prouve pas qu'il y ait autre chose qu'un simple chevauchement du Fé sur le Tertiaire de la mine Josefina, et si le chevauchement est encore plus douteux vers le Punta de la Garda, le chaînon Fé-Alcudia ne se présente pas moins d'emblée avec des caractères très particuliers, tout à fait différents de ceux des terrains de la région de Campanet à Pollensa.

Il est vrai que le Bajocien peut fort bien avoir disparu des montagnes du N.E. de la Sierra principale par une érosion anté-tertiaire ou anté-tithonique. La présence d'un *Perisphinctes evolulus* NEUM. callovien, à la base du Tithonique de Galletas, constitue un indice de l'existence dans toute cette région de couches actuellement disparues, et parmi lesquelles on eût trouvé peut-être l'analogue de celles du massif d'Alcudia. Mais cet argument entièrement négatif n'est pas suffisant.

Toute la Sierra de Majorque nous apparaît comme formée par des imbrications ou des fragments de nappes. Ces éléments appartiennent tous à un même ensemble soit presque autochtone et fractionné sur place, soit constitué par une nappe ayant cheminé en profondeur du S.E. au N.O., et dont la partie antérieure aurait fait saillie en se brisant en écaillés ou « nappes du deuxième genre » sous l'action de quelque obstacle autochtone.

Dans l'une ou l'autre de ces hypothèses, les caractères stratigraphiques propres aux montagnes d'Alcudia nous font admettre que ce massif doit appartenir à un élément tectonique plus méridional que les autres, et dont les affinités sont peut-être à rechercher vers la Sierra de Levante.

QUATRIÈME PARTIE

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE QUELQUES POINTS PARTICULIERS DE L'ARCHIPEL BALÉARE

CHAPITRE XXI

LES MASSIFS MONTAGNEUX DU CENTRE ET DU SUD-EST DE MAJORQUE

L'étude détaillée de la Sierra de Majorque, si elle permet de prendre connaissance de la structure d'ensemble de la partie septentrionale de l'île, ne donne malheureusement aucun indice quant aux relations des éléments de cette chaîne avec les unités structurales du reste de la Grande Baléare.

Celles-ci ont été en partie étudiées par M. DARDER. Il ne peut être question ici que de résumer les vues de ce géologue — avec quelques réserves qu'imposent de légères divergences de vues, — afin de pouvoir ensuite rechercher les rapports des régions que nous venons de décrire avec celles qu'il a parcourues.

Notre bref examen portera successivement sur le massif de Randa (qui n'a plus été étudié depuis les travaux d'HERMITE), sur ceux de Felanitx [17-19] et d'Arta [21], ce dernier encore tout récemment décrit par M. DARDER, et celui d'Onofre.

Les uns et les autres, pour autant qu'ils ne sont pas limités par la mer, émergent des formations miocènes ou quaternaires qui constituent le sol de la plaine médiane de Majorque. Leur isolement rend encore assez illusoire les essais de raccords que l'on peut tenter et laisse une grande marge d'incertitude à toute hypothèse.

1. Le Massif de Randa. — Ce petit massif est formé par un groupe de collines qui dominant au N.E. le gros bourg de Llummayor et dont la base est entourée de toutes parts par des formations quaternaires.

Il est constitué par des terrains fortement plissés par des poussées dirigées, semble-t-il, du S.E. au N.O.

Une masse, à peine inclinée, de sédiments du Miocène inférieur repose en transgression sur ce substratum, ainsi qu'on le peut observer dans le Puig de Randa. L'ensemble des collines situées au N.O. de ce sommet principal est formé de Nummulitique déjà signalé par HERMITE. Seule, une bande anticlinale de Crétacé y montre un étroit affleurement de terrains secondaires dans la vallée de Son Romaguera.

Depuis le Puig Canal jusqu'à l'E. d'Algaida, affleurent des couches de conglomérats, de calcaires à Polypiers et de calcaires à Nummulites, dont nous n'avons pu établir l'âge exact et dont la coupe mériterait d'être étudiée. Nous y avons distingué (fig. 209) :

- 1° Marnes sableuses jaunes sans fossiles.
- 2° Poudingues.
- 3° Calcaires à Polypiers et Foraminifères. 3 mètres.

4° Conglomérats à gros éléments clairs	5 —
5° Marno-calcaires durs à Oursins.	9 —
6° Calcaires zoogènes clairs	4 —
7° Calcaires clairs grenus sans fossiles.	6 —
8° Calcaires rognonneux	20 —

La couche 2 montre dans ses poudingues des éléments assez différents de ceux qu'on y rencontre dans la Sierra principale. Nous avons reconnu ici du Werfénien, des dolomies et des calcaires sombres du Trias, du calcaire analogue à celui du Lias moyen, des calcaires du Bajocien, enfin des roches éruptives.

La présence du Werfénien dans ces sédiments littoraux du Nummulitique est à retenir, ce terrain n'étant connu que dans la Série I, présumée autochtone.

Les couches 8 et 9 paraissent discordantes sur les autres. Le fait est à vérifier.

Les conglomérats et les marnes de la coupe précédente se poursuivent au N.E. du Puig de Galdent par El Serrat et bordent la vallée de Son Romaguera.

Pour gagner cette dépression, la route de Llummayor à Algaida passe un col situé entre les bornes kilométriques 6 et 7. C'est dans ces parages, vers une ancienne exploitation de ciment, qu'HERMITE a



FIG. 209. — Coupe au N.O. du massif de Randa. (Ech. 1/25.000°.)

recueilli quelques moules de Gastropodes et de Bivalves. Le long du chemin de Llummayor à Randa, il a trouvé de nombreux fossiles parmi lesquels *Nummulites intermedius* D'ARCH., *N. striatus*, etc. Ces fossiles datent les assises de base du Puig de Randa. Nous inclinons à admettre l'âge oligocène de ces dépôts. Leur dispositif est indiqué figure 210.

- 1° Calcaires verticaux de la Sierra de Galdent (ce sont les couches 3-6 de la coupe précédente).
- 2° Marno-calcaires à *N. intermedius* D'ARCHIAC.
- 3° Marno-calcaires de la fabrique de ciment.
- 4° Calcaires zoogènes.
- 5° Marnes bleues.
- 6° Calcaires.
- 7° Calcaires rognonneux.
- 8° Alternances de marnes et de poudingues avec lits à Nummulites.
- 9° Calcaires zoogènes horizontaux.
- 10° Marnes grises.
- 11° Calcaires détritiques litées.
- 12° Calcaires massifs du sommet du Puig de Randa.

Les marnes grises (10) nous ont fourni de très mauvais débris de fossiles parmi lesquels M. DEPÉRET a reconnu *Pecten convexior* ALM. et BOF. et *Cidaris Avenionensis*. Les couches transgressives sur l'Oligocène seraient donc, ici, burdigaliennes. Les axes des plis des couches nummulitiques sont dirigés N.E.-S.O. Les couches du Puig de Randa reposant sur les tranches de ces plis sont à peine inclinées. Au S. de la montagne, elles pendent de 8 à 10 degrés au N.-N.E. vers Cura; elles pendent de 5 à 10 degrés au S.-S.O. La puissance des couches miocènes mesurée au baromètre approche de 160 à 180 mètres.

Le faciès de certaines d'entre elles rappelle de façon frappante le Néogène septentrional de l'île, ainsi que M. DARDER l'avait déjà observé (renseignement verbal).

Ce Miocène, qui repose en partie sur du Nummulitique au Puig de Randa, se montre discordant sur du poudingue tertiaire et du Crétacé au petit sommet cote 300, au N. du Puig de Randa. Au versant E. du Puig, le Néogène repose sur des marno-calcaires bajociens et sur du Trias dolomitique (fig. 211).

- 1° Dolomies à calcaires dolomitiques.
- 2° Bajocien (voir la faune de ces couches, p. 80).
- 3° Alternances de marnes bleues et de grès fins de la base du Miocène.
- 4° Calcaires détritiques et zoogènes du Puig de Randa.

Les dolomies, qui apparaissent ici pour la première fois dans ce massif, vont former tout l'éperon qui domine Pola. Elles supportent directement le Bajocien sans interposition de Lias ; et ce Jurassique moyen forme le fond et le versant N.O. de la vallée de Son Buenaventura.

Le Puig de Benificat, qui limite cette vallée au S.E., est, à son tour, constitué par des grès, des marnes, des calcaires et des conglomérats nummulitiques fortement plissés, où nous n'avons observé que de rares Amphistégines ou de très petites Nummulites.

Localement, dans les ravins boisés à l'O. de Son Valls, par exemple, affleure, sous ce Tertiaire de la dolomie très semblable à la dolomie triasique.

On retrouve une dolomie identique dans le massif du Puig Famellá, par lequel se termine, au S.O. de Porreras, la zone de collines que nous étudions ici.

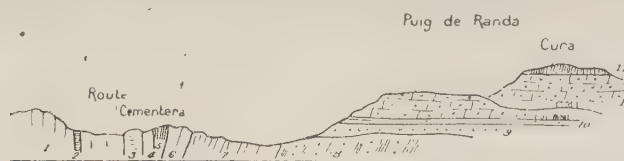


FIG. 210. — Coupe du massif de Randa. (Ech. 1/35.000e.)



FIG. 211. — Contact du Néogène et du Bajocien au S. du Puig de Randa.

Si l'on gagne, en partant de Porreras, le monastère qui s'élève sur le contrefort oriental de cette montagne, on atteint, dès que le chemin a quitté les alluvions quaternaires sur lesquelles est édifié ce village, des dolomies fragmentées en parallépipèdes qui réalisent exactement le type décrit par M. DARDER dans les montagnes de Felanitx sous la rubrique de « Jurassique contre-charrié ». On a vu dans la partie stratigraphique de cet ouvrage que nous considérons ces dolomies comme triasiques. Elles forment ici tout le versant E. du Puig Famellá et s'étendent de l'autre côté du sommet jusqu'à Moreis. Dans le vallon de Son Poroné apparaissent sous ce Trias des marnes crétacées très broyées, dominées et recouvertes à l'E., au N. et à l'O., par les dolomies fragmentées, en débris graveleux identiques aux « Mylonites » de M. DARDER. Au versant N.O. du Famellá, ces marnes crétacées reparaissent, déterminant un vallon que suit la route de Porreras à Son Luisá. Le Crétacé repose par l'intermédiaire de couches qui pourront sans doute être rapportées au Tithonique sur des marno-calcaires à silex ressemblant à ceux du Bajocien de Son Vert, mais sans fossiles.

Quant à la petite montagne de la Bastida, elle est formée de calcaires en gros bancs que nous ne saurions encore dater.

En résumé, le massif des collines de Randa témoigne de plissements post-oligocènes produits par une poussée dirigée S.E.-N.O. Il semble à première vue que le dispositif transgressif des couches à *Pecten convexior* du Puig de Randa permette de placer ces plissements entre la fin du Nummulitique et le début du Néogène. Mais si le recouvrement du Crétacé du Puig Famellá par un Trias identique à celui de Felanitx (et peut-être solidaire de ce dernier, ainsi qu'on le verra plus loin) se confirme, l'âge de ces phénomènes devra être rajeuni, pour autant que les conclusions de M. DARDER, quant à la date des charriages de Felanitx, sont exactes.

2 Les Montagnes de la région de Felanitx. — M. DARDER a donné deux notes sur cette région (16-19). C'est à lui que nous devons tous les renseignements géologiques que l'on possède sur ce massif de petites montagnes arrondies, arides, en majeure partie formées de dolomies, séparées par des vallées où affleurent, en fenêtre, le Nummulitique et le Crétacé.

Le Tithonique forme le fond du vallon de la route de Carritxó, en un anticlinal, recouvert par

des marnes crétacées (fig. 20, p. 43). Montant de cette région vers le Puig de S'Envestida, on atteint le Nummulitique représenté par l'Auversien, mais dont d'autres niveaux éocènes doivent exister.

Sur un substratum constitué par des plis, et sans doute des lames de ces divers terrains, repose la masse puissante et largement gauchie des assises dolomitiques constituant les principaux sommets de ce massif. M. DARDER admet que le substratum que nous venons de mentionner est lui-même charrié, et que les couches sombres qui le recouvrent sont « contre-charriées », c'est-à-dire que la nappe comportant les terrains qui apparaissent ici en fenêtre a buté contre le massif catalano-minorcin, puis a reflué sur elle-même pour former la seconde série qui apparaît dès lors contre-charriée. M. DARDER admettait que la « Série contre-charriée » est formée de Jurassique. Il a constaté, depuis, que le Trias concourt pour une bonne partie à sa constitution. Personnellement, nous serions porté à croire à l'absence du Jurassique dans cette masse à l'exception du Tithonique transgressif sur les dolomies au Château de Santuert, au Puig de Sa Figuera (fig. 19 et 20) et au P. de San Salvador. Un Néocomien inférieur encore douteux, en bancs bien lités et chargés de silex, couronne localement les fausses brèches à *Perisphinctes transitorius* OPP. sp.

La carte de M. DARDER montre que les plis sont orientés du S.E. au N.O. et semblent témoigner de poussées dirigées perpendiculairement à la direction S.E.-N.O. que nous avons admise pour les pressions qui ont formé la Sierra principale. Mais, alors que la Sierra principale est fragmentée en écaillés dont la disposition indique le sens de la poussée qu'elles ont subie, il convient de remarquer que la Sierra de Levante, ainsi que l'a très bien vu notre confrère, montre des caractères de « pays de nappe ». Les gauchissements qu'on y observe et même les directions dominantes de plissements ne sauraient, dès lors, avoir enregistré que des directions, toutes locales, des pressions qui se sont exercées. Ces pressions, qui ont pu être obliques ou transversales par rapport à celle de propagation de la masse charriée, ne nous renseignent donc pas sur l'origine des charriages. Cette orientation des plis ne peut à notre sens pas davantage servir d'argument pour confirmer l'hypothèse d'un contre-charriage.

Nous ne saurions prétendre, après deux jours de courses faites en compagnie de M. DARDER, connaître cette région que lui-même étudie depuis des années. Tout ce que nous y avons vu avait été vu et décrit par lui bien auparavant, et il nous plaît de constater que c'est lui qui le premier signala l'existence de phénomènes de charriage dans les îles Baléares, à propos de la Sierra de Levante. Les coupes que nous donnons, figures 19 à 21, montrent toutefois que nous sommes enclin à interpréter de façon légèrement différente la structure de ces montagnes, en attribuant à des lames de charriage les intersections que notre confrère attribue à des failles.

Nous avons déjà fait ailleurs quelques réserves au sujet des conceptions théoriques de M. DARDER, et nous bornons à résumer ici, telle que nous la concevons personnellement, la géologie de ces montagnes.

Les fenêtres de Crétacé et de Nummulitique apparaissent selon des bandes parallèles, se succédant du S.O. au N.E. depuis la région de S'Alqueria Blanca. Une seconde se montre dans la dépression entre Es Pujol et Cas Concos, une troisième, bien plus irrégulière et découpée par de nombreux accidents, se suit de l'O. de Calonge jusqu'aux abords de Felanitx. Les massifs charriés constituent toutes les lignes de hauteurs et les sommets isolés qui dominent ces parties basses. La nappe à base mylonitisée semble s'abaisser vers le N.E. Avec M. DARDER nous serions porté à croire qu'elle constitue toute la large zone aride, plantée de pins qui s'étend à l'E. et au N.E. de la ville de Felanitx.

Les montagnes du S. de Felanitx correspondraient donc à un vaste bombement d'une nappe de terrains en majeure partie triasiques, transportés par des charriages dont on ne peut pas déterminer ici la direction de propagation.

Il est plus délicat de déterminer les limites de la zone charriée vers Manacor. Nous avons donné, figure 41, une coupe relevée au S.O. de cette ville et de laquelle on pourrait conclure que les phénomènes de recouvrement ont dû s'étendre à cette région, mais les unités tectoniques n'y ont pas encore été définies avec la précision suffisante.

3. La Région d'Artâ. — M. DARDER vient de publier une notice [21] préliminaire sur la

géologie de ce massif, qui occupe l'extrémité E. de Majorque. Nous y avons pour notre part, fait quelques observations en compagnie de notre savant maître le professeur KILIAN, en 1914. La nécessité de rechercher des vues générales sur l'archipel tout entier nous y a fait revenir en 1920. Les brèves remarques que nous avons pu faire sont en partie confirmées par M. DARDER, mais nous concevons de manière un peu différente la structure d'ensemble du massif.

Le promontoire dont Artá occupe le centre forme un massif à peu près carré, bordé au S.E. par la haute mer, au N.E. par les flots du chenal séparant Majorque de Minorque, au N.O. par la baie d'Alcudia. Dans sa partie S.O. ce massif se relie à celui de Manacor et de Felanitx par une succession de collines, en partie recouvertes de dépôts miocènes ou quaternaires. Les hauteurs principales sont celles qui bordent le chenal et la baie. Elles sont disposées en équerre autour du village d'Artá, mais les alignements de leurs arêtes sont en général orientés S.O.-N.E.

La région à relief adouci au milieu de laquelle s'élève le chef-lieu est séparée du rivage méridional par trois massifs largement isolés : le massif de Covanegra, 6 kilomètres à l'E. d'Artá, à l'extrémité N. duquel est bâtie Capdepera; le massif de Jordi, au N.E. de Son Servera, et celui de Son Servera même, qui sépare orographiquement la région d'Artá de celle de Manacor, et qui vers le N.O. se continue par celui plus important de Calicant.

M. DARDER et nous-même avons retrouvé dans toute cette région les éléments stratigraphiques principaux déjà connus dans les autres parties de l'île.

Le Trias est formé de dolomies, souvent très écrasées, que n'accompagnent ni les calcaires à Fucoïdes, ni les marnes irisées que nous connaissons dans la Sierra principale. La partie supérieure des dolomies supporte en général des cargneules. Des gypses affleurent exceptionnellement au cimetière d'Artá (DARDER).

Le Jurassique est constitué par des calcaires compacts, où notre confrère n'a trouvé qu'un fragment de Bélemnite. Par contre, nous avons recueilli à Sa Serra, dans des couches légèrement marneuses rougeâtres reposant sur des calcaires lités en gros bancs, une faunule bajocienne mentionnée page 79 (fig. 38).

Le Tithonique, que nous avons cru reconnaître au faciès de quelques affleurements, existe vers Es Rafal où M. DARDER y a recueilli divers fossiles parmi lesquels *Perisphinctes transitorius*, *Lytoceras municipale*, etc. Le Jurassique serait souvent « mylonitisé » (DARDER).

Le Crétacé comporte des marno-calcaires où MM. DARDER et LORENZO GARCÍAS ont recueilli, dans le gisement de S'Alqueria Veya diverses Ammonites du Valanginien et de l'Hauterivien. Nous avons pour notre part trouvé entre S'Vellas et le pied N.O. de l'Esquerda des marno-calcaires avec empreintes d'*Astieria* cf. *Astieri* D'ORB. sp.

Enfin, nous avons trouvé dans les marno-calcaires du versant du P. Farruch un *Desmoceras* malheureusement indéterminable, muni de son *Aptychus*. M. DARDER admet que, du Barrémien au Gault inclus, la région d'Artá a dû être émergée. Par contre, c'est ici la seule partie de l'île où on connaisse des couches du Crétacé supérieur. Découvertes par M. LORENZO GARCÍAS, elles ont été retrouvées par M. DARDER (p. 127).

Le Nummulitique serait représenté par du Lutétien et du Barthonien, d'après M. DARDER. Nous avons pour notre part recueilli près de Son Sureda des calcaires dont les Nummulites ont été déterminées par M. DONCEUX comme étant *N. intermedius* D'ARCH.

Ces gisements sont limités à des masses peu étendues, pincées dans le Crétacé, dans la région de Son Sureda, vers la cote 317 (carte hydrographique) et dans le versant N.O. du Puig Farruch.

M. DARDER en a trouvé un autre affleurement en contact, à l'Occident des montagnes d'Artá, avec le Vindobonien de Manacor.

Il cite de même l'Oligocène lacustre vers Son Nadal.

Le Néogène est représenté par des marnes bleues du Miocène inférieur que l'on rencontre un peu avant le kilomètre 57 de la route de Manacor à Artá, et que coupent les travaux d'une tranchée de chemin de fer.

M. DARDER a trouvé, auprès de Can Juan Freu Foch, les marnes aquitano-burdigaliennes recouvertes en transgression par les couches vindoboniennes à *Ostrea crassissima* LMK.

Vers Porto Cristo et vers Son Morro il a rencontré des dépôts probablement du même âge datés du reste par des espèces de peu de valeur stratigraphique.

Si nous souscrivons à ces observations stratigraphiques, qui montrent tout l'intérêt de l'étude de cette région, nous croyons devoir faire quelques réserves quant à l'interprétation tectonique que donne M. DARDER. Notre confrère a en effet distingué, entre la baie d'Alcudia et le rivage oriental du promontoire, huit séries tectoniques ou écaillés distinctes, se chevauchant de telle manière que les plus inférieures sont les plus septentrionales, et auxquelles s'ajoutent des éléments très mylonitisés que la direction de leurs dislocations propres lui fait attribuer à une « série contre-charriée » homologue de la masse contre-charriée qu'il a décrite dans la région de Felanitx.

N'ayant personnellement parcouru que de façon très superficielle ces parages, nous ne saurions tenter d'apporter une solution précise au problème que posent les si intéressantes constatations de notre confrère et que ses prochains travaux résoudront certainement, d'ailleurs. Néanmoins, nous croyons qu'une interprétation pourra être donnée de la géologie de cette région qui ne fera pas intervenir un si grand nombre d'écaillés.

Comme M. DARDER, nous admettons que le versant N.O. des montagnes qui dominent la baie d'Alcudia montre, vers sa base, le Jurassique — si les couches à silex de cette région sont de cet âge, — puis le Crétacé, puis, localement, et sous forme d'un repli synclinal déversé, le Nummulitique. Tout cet ensemble est chevauché par le Trias dolomitique qui forme la crête des hauteurs dominant S'Ermita. Ce Trias forme l'élément principal de la suite de croupes qui s'abaissent vers Son Franch et qui séparent la vallée de Can Canals, par laquelle passe le chemin d'Artá à S'Ermita, de la vallée de Son Morey Vey et Nou. Les dolomies sont, ici, surmontées par les calcaires lités que nous attribuons au Lias, et sur lesquels reposent les couches bajociennes à *Garantia Garanti* D'ORB. Par le fait de l'intersection de la nappe à laquelle il appartient avec la surface topographique, ce Trias constitue un affleurement orienté N.O.-S.E. qui passe dans la partie E. d'Artá et que traverse la route de Capdepera entre le bourg et le pont du kilomètre 72. Tous les affleurements de Crétacé et de calcaires à *N. intermedius* du vallon de Can Canals et de Son Sureda se rattacheront dans notre hypothèse à la nappe inférieure. Bien que nous reconnaissons la complexité des dislocations, nous croyons que le Trias qui, au versant N.O. du P. Farruch, chevauche le Nummulitique et le Néocomien de la Série inférieure, pourra être rattaché à la nappe dont nous venons de parler.

Une faille orientée N.O.-S.E. tranche la masse charriée et son substratum. Elle passe dans le ravin au S. de Betlem. Sa lèvre N.E. est abaissée d'environ 150 mètres¹, en sorte que le massif même du P. Morey montre des couches jurassiques qui ont été conservées sur le Trias charrié. Ces couches à leur tour supportent les assises crétacées pendant, comme elles, au S.E., qui apparaissent vers S'Alqueria et que paraît chevaucher un lambeau de Jurassique — fragment de flanc renversé — dominant au N.O. le ravin d'Es Vergé. Ce ravin est borné au S.E. par des calcaires dont l'âge jurassique nous est encore douteux, et qui constituent le chaînon dominant au N.O. la large dépression de Son Pusa.

L'éperon de Son Pusa montre que ce Jurassique douteux pend au S.E., qu'il supporte du Crétacé et des débris écrasés de Nummulitique, le tout étant chevauché par des dolomies triasiques mylonitisées. Ce Trias constitue une grande partie de la dépression de Son Pusa, tout le massif compris entre cette maison, Son Not et Olors, et se continue vers Sa Duaya. Sans doute, est-ce le même Trias qui forme le versant N.O. du chaînon du P. Racó. On peut suivre la ligne selon laquelle il chevauche le Crétacé depuis le N. de Can Boyets, dans la large dépression d'Es Racó, où le Crétacé dessine un rentrant de plus de 2 kilomètres entre le massif de Racó et les hauteurs dominant Olors. Et il semble que ce soit encore la même bande néocomienne qui se poursuive par Son Not, vers Son Regalat, pour rejoindre le versant de la montagne qui domine, à l'E. et au N., Son Pusa. Localement, des débris disjoints de bandes nummulitiques s'observent au voisinage du contact du Trias et du Crétacé. Nous désignerons pour simplifier cette nappe sous le nom de nappe du P. Racó.

¹ M. DARDER veut bien nous écrire qu'il admet pour son compte que c'est la lèvre S.O. de cette faille qui est abaissée.

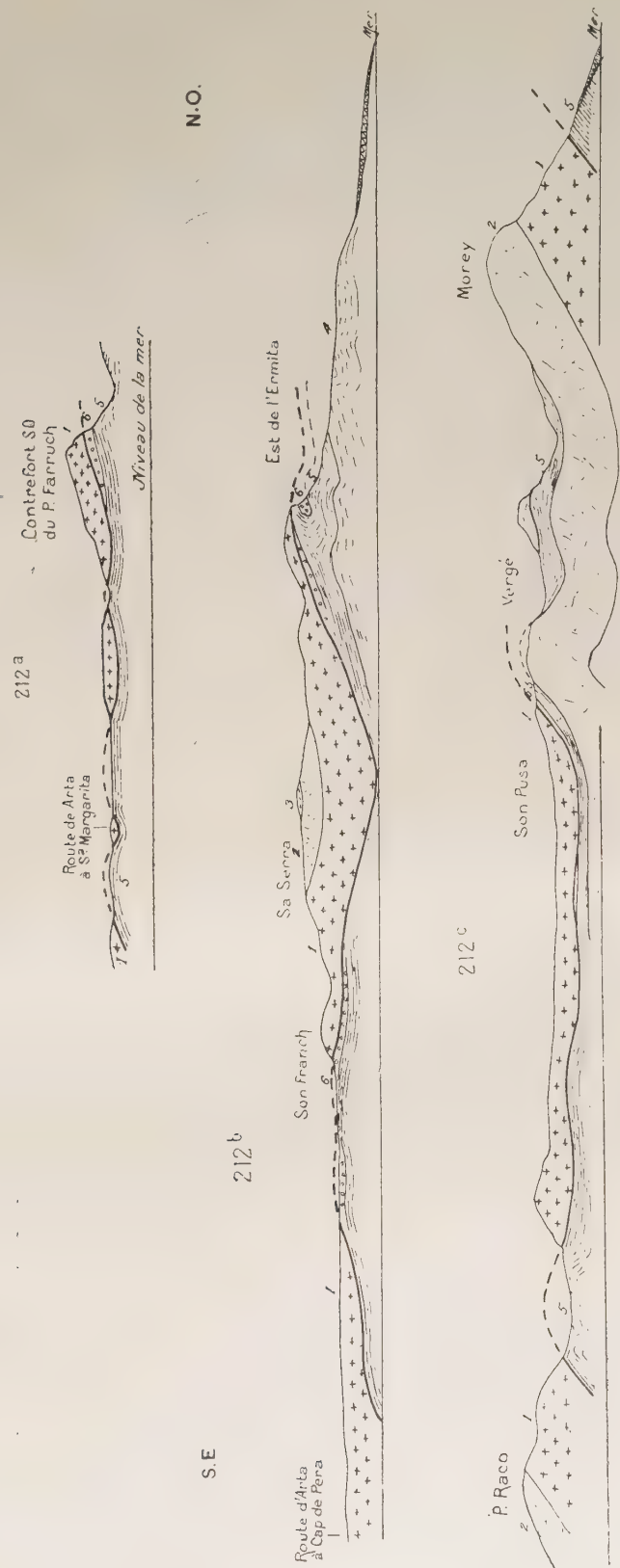


FIG. 212. — Coupes parallèles à travers la partie septentrionale du Massif d'Artá. (Ech. 1/40.000^e.)
1. Dolomite jurassique; 2. Calcaire jurassique, sans doute linsique; 3. Bajocien; 4. Néocomien (?); 5. Marnes crétacées; 6. Nummulitique.

Au levant de la chaîne du P. Racó, qui montre toutes les assises crétacées et jurassiques couronnant le Trias de la nappe de ce nom, plongeant au S.E., s'étend une large vallée. Le chaînon qui la sépare du rivage à l'E. est constitué comme M. DARDER l'a très bien vu, par une nouvelle série ou écaïlle dont la base est triasique et dont la partie supérieure est formée de Jurassique et de Néocomien. La ligne de contact anormal se suit de la Playa de Mesquida, avec des interruptions diverses dues à la couverture de dépôts quaternaires, jusqu'au chaînon de Covanegra. Au N. de Sa Heretat, la base du Trias comporte des roches éruptives. Au N.O. de la colline de Son Vedó, le Trias chevauche du Néocomien très écrasé qui apparaît dans une carrière, mais le contact est masqué par du marès. Quant aux dislocations de Cap de Pera, nous supposons qu'elles ne représentaient que des accidents — replis, écaïlles ou fragments de flancs de plis couchés — de la dernière unité tectonique que nous venons de désigner. Mais M. DARDER a bien voulu nous confirmer le sens de sa note préliminaire et nous assurer qu'en réalité il faut compter encore une ou deux imbrications à l'orient de celle de Covanegra.

La complexité des détails des abords de Cala Hotgues est grande, mais il convient de noter que la nappe de P. Racó s'enfonce transversalement vers le N.E. Les hauteurs en amont de Covas y montrent des couches à silex couronnant le Trias. Or, les accidents transversaux sont très fréquents dans les nappes de charriage, et, s'ils apparaissent rarement dans une région à structure imbriquée comme le N.E. de la Sierra principale, ils peuvent jouer un rôle important, dans les montagnes d'Artá comme dans celles de Manacor et de Felanitx, qui présentent, bien plus accusés, les caractères d'un « pays de nappes. » Ainsi l'accident qui fait plonger environ 1 kilomètre à l'O. de Sa Vinasa les couches de la nappe du P. Racó à l'E. et ramène le Trias à la verticale, de telle sorte que sa couverture de calcaires à silex arrive au contact du Néocomien du substratum, semble pouvoir être mis en relation avec la série d'accidents transversaux que l'on observe depuis la Punta des Barracá jusqu'entre Sa Cova et Duaya Vell. On ne peut encore savoir à quelles racines il faut rattacher les dolomies rouges de la pointe de Cala Font Salada.

Ces observations ont un caractère très général.

L'intérêt de ces problèmes est surtout d'élucider la direction d'origine des éléments charriés, et de permettre les évaluations quant à l'amplitude de leur déplacement.

Il convient, en particulier de demeurer sur la réserve quant à l'intervention de séries contre-charriées que, mécaniquement, nous ne nous expliquons pas. Sans rien oser affirmer en ce qui concerne une région que notre savant confrère connaît infiniment mieux que nous, nous pensons que tous les accidents qu'elle montre pourront s'ordonner, par rapport à deux ou trois, peut-être quatre nappes ou digitations de nappes, poussées du S.E. au N.O., dont les chevauchements respectifs dépassent sans doute assez peu les 6 ou 10 kilomètres mesurables sur le terrain.

Nous n'avons pas abordé ici la mention des dislocations de la région de Son Servera, parce que nous n'avons guère fait d'observations personnelles dans ces parages.

Les découvertes que M. DARDER consigne à leur sujet sont particulièrement intéressantes en ce qu'elles fixent, d'après lui, la date des charriages entre la fin du Burdigalien et le début du Vindobonien. Nous examinerons ces résultats de grande importance dans le chapitre où nous tenterons de mettre en relation les phénomènes orogéniques tertiaires des Baléares avec ceux auxquels M. GENTIL a fixé une date post-helvétienne, dans le Rif et dans les chaînes andalouses.

En résumé, nous admettons, — et en cela nous serons, aux masses contre-charriées près, d'accord avec M. DARDER, — que le massif d'Artá est constitué par des éléments structuraux poussés du S.E. vers le N.O., et que leurs sédiments doivent être rapportés, au point de vue paléogéographique, à une origine plus méridionale que leur emplacement actuel. La valeur exacte de ce déplacement est impossible à déterminer. D'après les chevauchements que l'on peut apprécier, nous ne pensons pas que le développement de la surface complexe correspondant à ces repliements et à ces charriages, pour le seul massif qui nous occupe, dépasse une cinquantaine de kilomètres.

L'intérêt de cette région au point de vue stratigraphique est de montrer ici des terrains sous des faciès différents de ceux sous lesquels ils apparaissent dans la Sierra principale.

Le Trias n'y présente nulle part l'épisode de type alpin du Muschelkalk, pas plus du reste que le faciès germanique du Keuper, ainsi que l'a très justement fait observer M. DARDER. Le Lias

paraît être représenté par des calcaires lités, et les couches de faciès un peu plus profond du Bajocien reposent sur ces calcaires sans intercalation des marno-calcaires toarciens et aaléniens qui apparaissent dans la chaîne septentrionale. On n'a pas de preuves de l'existence du Jurassique supérieur, à l'exception du Tithonique que M. DARDER a défini. Les très importantes observations de notre confrère au sujet d'une émergence entre le Barrémien et le Sénonien, sont à retenir ; s'il se peut que dans la suite on trouve des *Desmoceras* mieux conservés que les nôtres et qui établissent la présence du Barrémien, il n'en demeurera pas moins que l'absence de l'Aptien et du Gault semble manifeste.

La découverte de traces du Crétacé supérieur dans ces éléments de l'île, qui ont manifestement l'origine la plus méridionale, confirme les conclusions auxquelles nous avait conduit l'étude des autres terrains secondaires quant à la position de la haute mer crétacée qu'il faut rechercher à l'orient des Baléares.

Si l'existence de terrains lutétiens et barthoniens dans ces parages se vérifie, ou si, comme semblent le prouver les formes relativement récentes de Nummulites que M. DONCIEUX a identifiées dans les calcaires que nous avons recueillis à Son Sureda, ce Nummulitique est à rapporter à l'Oligocène, le schéma de la disposition respective des masses continentales et des mers que nous avons donné pour l'Eocène et pour l'Oligocène demeurera valable, c'est-à-dire qu'il faut encore supposer que la haute mer d'où sont venues ces transgressions se trouvait au S.E. de Majorque. Quant aux différences et aux analogies du faciès du Néogène, il semble que la date assignée par M. DARDER aux charriages en rende compte de façon très élégante. Il faudrait toutefois admettre, dans ce cas, que les couches à *Pithocerithium turonicum* MAY. et à *Pithocerithium doliolum* BROCC. de La Aval ne sont pas contemporaines de celles, plissées, de la route d'Inca à Llubi, qui contiennent la même faune. Ces Gastropodes étant plutôt des fossiles de faciès que des fossiles de zone, l'hypothèse en elle-même n'est pas insoutenable, mais elle n'est pas pleinement satisfaisante. La question nécessite en tout cas de nouvelles recherches.

CHAPITRE XXII

ESQUISSE DES GRANDS TRAITES DE LA GÉOLOGIE
DE L'ILE D'IBIZA ET DE CELLE DE MINORQUE

ILE D'IBIZA

1. **Vue d'ensemble.** — L'extension de ce mémoire rend impossible la description de l'île d'Ibiza que nous comptons y insérer. La remettant à une occasion ultérieure, nous nous bornons à résumer ici les traits essentiels qui caractérisent cette région, et dont la connaissance est nécessaire pour essayer de comprendre les relations des divers éléments structuraux de la Méditerranée occidentale entre eux.

Les seules publications consacrées jusqu'ici à Ibiza, outre le mémoire fondamental de Vidal et Molina [84], sont de brèves notes de NOLAN [64, 66]. La mort de M. PIERRE RAMBAUD, décédé des suites de blessures de guerre, nous prive des travaux qu'il s'apprêtait à publier sur cette île.

ÉLÉMENTS STRATIGRAPHIQUES. — Nous avons donné dans la partie stratigraphique de ce livre les caractères des divers terrains représentés à Ibiza. Leur succession est la suivante :

Le Primaire et les roches cristallophylliennes sont inconnus ici. Mais, sur les plages méridionales de l'île, nous avons recueilli des galets de granit et de schistes cristallins. Ces derniers, en particulier, rappellent beaucoup ceux du massif cristallin de l'Andalousie méridionale.

Le Trias est représenté par des dolomies et des calcaires du Muschelkalk, puis par des marnes bariolées, dont la teinte générale est, comme à Majorque, le rouge, et qui se rattachent peut-être au Keuper.

A part quelques affleurements de calcaires indéterminés, qui seront peut-être attribués par certains auteurs au Lias, nous ne connaissons pas de terrains jurassiques antérieurs à l'Oxfordien qui revêt ici avec le Rauracien un faciès en fausses brèches rouges, très analogue à celui du Tithonique de Majorque, mais qui est indubitablement daté par des fossiles.

Les calcaires lités qui reposent sur cet Oxfordien appartiennent sans doute au Jurassique supérieur. Ils passent, vers le haut, à des marnes tithoniques à faune pyriteuse, auxquelles font suite des marno-calcaires berriasiens. Toute la série crétacée, du Berriasien au Gault, est représentée dans la partie S.E. d'Ibiza par des formations marneuses ou marno-calcaires à Céphalopodes. Dans la partie N.O. apparaissent les faciès zoogènes de l'Urgonien qui se poursuivent jusqu'à l'Albien. Le Crétacé moyen comporte, outre un Gault à Céphalopodes, des assises à Echinodermes, qui ne sont que localement conservées et qui doivent être rapportées au Cénomani.

Aucun autre niveau du Secondaire n'est représenté dans cette île, et il semble que le Nummulitique n'y existe pas non plus. Le retour de la mer daterait du Néogène qui est caractérisé par des dépôts très analogues à ceux de la Sierra de Majorque.

Des assises à *Pithocerithium*, peut-être tortoniennes, transgressives sur les dislocations tectoniques, existent vers la Punta Charraco.

DISPOSITION TECTONIQUE DES ASSISES. — Nous avons donné dans deux notes aux *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* [28, 29] les grandes lignes de la tectonique d'Ibiza. Cette première esquisse — bien qu'elle comporte des erreurs stratigraphiques, ainsi que le montrent les pages consacrées à Ibiza dans la seconde partie de ce Mémoire — servira de cadre, au point de vue tectonique, à l'énumération que nous faisons ici des principales particularités de la région.

Nous avons cru pouvoir distinguer trois séries ou écaillés se chevauchant de telle sorte, que la plus

élevée (écaïlle d'Ibiza) est la plus méridionale, l'intermédiaire (écaïlle Sirer-Rey) la plus étendue, et la plus inférieure (écaïlle d'Eubarca), celle dont les éléments forment la majeure partie du rivage septentrional de l'île. Outre les fractures et gauchissements qui les affectent, ces trois écaïlles montrent un ennoyage latéral qui fait que, en particulier vers le N.E., celle d'Eubarca disparaît sous celle de Sirer Rey, dès la Cala Binirras, et que les dislocations de l'écaïlle d'Ibiza, qui les recouvre, sont en partie conservées, malgré le peu de relief des montagnes.

Des alluvions fluviales et du marès occupent de vastes surfaces dans la vallée qui descend de S. Juan vers S. Eulalia, dans celle qui s'étend de San Miguel à Ibiza, et dans la zone déprimée comprise entre la Sierra du Pez et les collines isolées de l'extrémité du Cabo Falcó. Enfin, la baie de San Antonio se montre ceinturée de marès sur 2 ou 3 kilomètres, au S. du village. Les terrains quaternaires s'étendent, à l'E., sur 8 kilomètres, jusqu'au col même de S. Rafaël, qui sépare le versant de S. Antonio de celui d'Ibiza, et dont l'altitude est voisine de 130 mètres.

Le massif qui s'élève au S.O. de ce col comporte les sommets les plus élevés de l'île qui sont le Pez (404 mètres), le Sirer (424 mètres) et l'Atalayasa de S. José (475 mètres). Toutefois, la complexité de la tectonique y rend difficile la distinction des unités et des écaïlles.

La partie de l'île qui s'étend au N.E. de l'ensellement par lequel passe la route de S. Antonio, forme une suite de sommets moins bien individualisés, entre ce village et S. Juan, puis un massif important et bien découpé par l'érosion entre S. Juan et la Punta Grossa. Il convient de citer parmi les sommets de cette région l'Atalaya S. Vicente, le P. Aguila, le Furnas, etc.

Les régions de S. Lorenzo, de S^a Eulalia, de S. Carlos, dont la topographie est encore plus adoucie, sont parmi celles où la grande étendue des affleurements de Trias rend plus difficile l'analyse tectonique.

2. L'Ecaïlle d'Ibiza. — *a) LA RÉGION DE SAN VICENTE.* — Notre coupe V, planche 9, montre, de façon très simplifiée, comment sont disposés les éléments tectoniques dans l'extrémité N.E. de l'île. La série inférieure n'apparaît que dans la Punta Charraco, sous le Trias, le Jurassique l'Urgonien et le Néogène de l'écaïlle Sirer-Rey. Celle-ci s'étend jusqu'au P. Rey lui-même et se montre formée d'une simple lame, sans flanc renversé. Son Néogène est chevauché au versant S.E. du P. Rey par des terrains secondaires de l'écaïlle supérieure, dont la complexité est ici très grande.

L'élément principal de la série d'Ibiza est le Trias, mais toute sa masse comporte des digitations avec des lambeaux des flancs renversés correspondants. Les replis qui s'appuient contre le P. Rey sont en contact avec le Néogène par l'un d'eux. Mais l'étendue de la masse charriée dépasse l'extension du débris de flanc renversé, car, plus loin que le témoin complexe qui couronne le P. Masson, un lambeau de Trias isolé repose sur le Tertiaire au sommet de l'Atalaya San Juan. Le Trias qui s'étend entre San Vicente et le versant du Puig Rey, et qui s'y montre affecté d'un repli synclinal, correspond, pour une part, à la digitation du Puig Masson, dont il représente la continuation immédiate, et pour sa partie supérieure au flanc normal de cette digitation, sur laquelle va se replier toute la masse d'un second pli couché. Le cœur synclinal de ce pli est constitué par les marnes tithoniques et crétacées qui apparaissent dans le versant O. et N. de l'Atalaya San Vicente. Ces sédiments meubles supportent le flanc renversé jurassique et triasique du second pli couché. Le Jurassique forme une partie des parois terminales de l'Atalaya San Vicente. La dolomie triasique qui repose sur les calcaires par l'intermédiaire des fausses brèches oxfordiennes est fortement gauchie. Elle constitue simultanément le versant S. de l'Atalaya où elle pend au S., puis tout le massif des sommets reliant l'Atalaya à la Punta Grossa : P. Gros, P. Caragol, P. Clapé et P. Negre. Ce Trias qui forme le noyau du pli couché supporte son flanc normal, représenté par des couches oxfordiennes et des calcaires jurassiques qui constituent les parties terminales desdits sommets, ainsi que tout le versant E.-S.E. du P. Negre. Tout ce pli couché pend au S.E. vers sa racine. La masse de la Punta Grossa correspond à son seul flanc normal.

Les rapports de ces divers éléments sont nets dans cette coupe. Ils deviennent très complexes dès le fond et le versant S.O. de la vallée de San Vicente. En effet, le Trias dolomitique qui forme tout le versant N.E. de cette vallée, de la mer au pied de l'Atalaya de San Vicente, se trouve, dans le fond de la vallée, en contact avec des marnes irisées qui paraissent supporter les marnes crétacées du versant S.O. Ces marnes, qui sont à leur tour chevauchées par les calcaires jurassiques du P. Aguila, se relient par les abords de l'église de San Vicente avec celles qui forment le noyau synclinal de l'Atalaya. Bien que la continuation des

divers replis soit difficile à retrouver dans le massif des P. Aguila, Mola et Furnas, il est probable que tout le chaînon que forment ces derniers est constitué par ce même pli couché, dont le noyau anticlinal triasique a dû disparaître ici, enlevé par l'érosion, alors que, grâce à une faille suivie par la vallée de San Vicente, ce noyau triasique, ainsi que la couverture du flanc normal, abaissés dans le chaînon Caragol-Clapé, s'y trouvent conservés.

En réalité, le dispositif de la nappe charriée et de ce grand pli couché supérieur est encore plus complexe, ainsi qu'il ressort de la coupe de détail que nous donnons, planche 9, et qui a été relevée entre le versant O. de l'Atalaya S. Vicente et le versant E. du P. Rey.

Quoi qu'il en soit, la dolomie de base de tout ce système réapparaît dans le fond du ravin qui, au S. de San Vicente, sépare le P. Aguila de la cote 215; selon toute probabilité, c'est à du Néogène, qui s'y montre en fenêtre, qu'il faut rapporter les grès et conglomérats broyés qui affleurent en un petit pointement, sous le Trias, dans le lit même du torrent.

Le Trias, qui serait ici fort aminci, se lamine davantage encore au versant du P. Furnas et du P. Capitá, et sa réduction est souvent assez complète pour mettre le Jurassique en contact avec le Néogène de l'écaille Sirer-Rey. Deux importants contreforts à l'E. du P. Capitá et au S. du Furnas permettent d'observer ces particularités, ainsi que le pendage de la masse chevauchante qui enveloppe en quelque sorte le Néogène par l'E. et par le S. On voit donc que, outre la complexité des subdivisions tectoniques, la masse charriée présente ici des gauchissements et des ruptures qui nécessitent une étude de détail.

b) LA RÉGION COMPRISE ENTRE LES ABORDS DE S. VICENTE ET IBIZA. — Cette zone, en grande partie couverte de dépôts d'alluvions, montre l'affleurement de vastes masses triasiques, en particulier autour de San Carlos, puis à la base et au S.E. de l'Atalaya San Lorenzo, et dans les collines de Jesús, au N.O. de la baie d'Ibiza.

Ce Trias qui comprend, suivant les points, du calcaire à Fucoïdes, des dolomies, des marnes irisées, paraît reposer en divers endroits sur des formations néogènes : grès à *Clypeaster*, vers la Cala Mastella (fig. 25); grès à Amphistégines et conglomérats, au pied des contreforts de l'Atalaya San Lorenzo, qui se trouvent en face du kilomètre 9 de la route d'Ibiza à S. Juan; grès et conglomérats, aussi, dans la dépression suivie par cette même route entre ses bornes 7 et 8, où ces couches d'apparence tertiaire plongent, semble-t-il, sous le Trias.

La couverture normale, jurassique et crétacée de ce Trias, n'a été que localement conservée, mais elle témoigne en général de l'existence de plis couchés.

Le P. Ribas et le P. Parellá, au N. de Santa Eulalia, montrent des marnes néocomiennes sous des calcaires lités du Jurassique.

La Montaña Fita et le P. Redó sont constitués, aux abords de la Cala Llonga, par deux plis couchés de petite amplitude (fig. 26 et 48). Le noyau du plus supérieur est en dolomie triasique, et les synclinaux, écrasés par leurs flancs renversés, comportent ces affleurements de marnes crétacées que nous avons décrits dans la partie stratigraphique de cet ouvrage. Une faille coupe la partie N. de la Montaña Fita et fait apparaître du Trias.

Ce double pli couché trouve sa continuation dans le Cabo Llibrell, et il n'est pas douteux que les dislocations du P. Moltons et du Cabo Martinet ne se relient à l'un ou l'autre de leurs éléments. Il en est de même de la roche isolée sur laquelle est construite la petite ville fortifiée d'Ibiza, et qui se montrera sans doute comme étant une série renversée comportant l'Oxfordien et les couches à *Peltoceras bicristatum* RASP. Les calcaires du Jurassique supérieur reposent sur des marnes jaunes qui affleurent le long de la route de San José et dont les très mauvais débris d'Ammonites pyriteuses que nous y avons recueillis nous portent à faire du Tithonique.

Le seul endroit où l'on trouve à apprécier la direction de la poussée orogénique et l'orientation des replis est le massif Fita-Llibrell. D'après l'alignement des charnières anticlinales du Trias des plis couchés, la poussée se montre dirigée E.-S.E. - O.-N.O. C'est la même direction dont témoignent les replis de l'Atalaya San Vicente, mais on a vu que la masse charriée se modelait et se gauchissait sur son substratum, en sorte que les accidents ne s'y présentent pas dans un alignement rigide. Malgré ces réserves, ce n'est pas sans

hésitations que nous mentionnerons, comme appartenant au faisceau des plis de Llibrell et d'Ibiza, les deux massifs jumeaux de Corp Mari et de Falcó. Le premier comporte vers Torre Sal Rosa un affleurement de fausses brèches rouges oxfordiennes, mais nous n'avons pu établir s'il appartient à un pli couché. Le P. Falcó, au contraire, montre de façon nette le renversement de ses assises et on a vu, fig. 41 et 49, que, étant couronné de dolomie du Trias et d'Oxfordien, il comporte à sa base des couches du Jurassique supérieur reposant sur des marnes néocomiennes.

La série des petits massifs secondaires que nous venons d'énumérer représente une suite d'accidents superficiels de l'écaille d'Ibiza. Par contre, le versant S.E. du massif du Pez et de la Sierra de Rafal Trobat nous paraît représenter l'homologue de la région de San Vicente, c'est-à-dire la zone selon laquelle se fait le contact de l'écaille d'Ibiza avec celle que l'on connaît du P. Sirer au P. Rey.

Nos deux profils I et I bis, pl. 9, schématisent le contact, où le Trias apparaît aussi écrasé qu'au flanc du P. Furnás, et où se voit, dans un ravin du versant S.O. du Pez, une fenêtre de Néogène, entourée de dolomies et de marnes irisées du Trias, et dominée par les calcaires du Jurassique, dont le contact avec le Trias se fait par un liséré de fausse brèche oxfordienne.

Tout le versant septentrional du chaînon du Sirer, la majeure partie de celui du Pez sont constitués par le Néogène de l'écaille Sirer-Rey. La surface de chevauchement est inclinée à 45 degrés environ, et la partie supérieure du vallon séparant ces deux montagnes atteint le Néogène et son substratum crétacé où

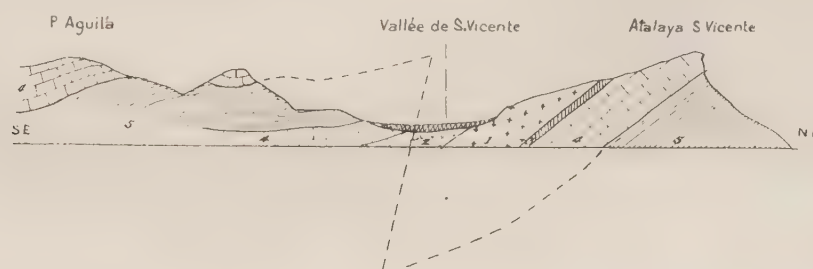


FIG. 213. — Coupe transversale à la vallée de San Vicente (Ibiza).

pointe l'Urgonien. La masse charriée n'est, du reste, pas simple, et le sommet qui s'élève au S. du Pez et à l'E. du Sirer montre une lame de Trias insérée dans les calcaires jurassiques.

Les mêmes calcaires lités sont appliqués contre le versant S. du P. Miquel, où ils chevauchent le Néogène, sans intercalation de Trias. Quant au P. Lluqui, il est formé par un repli synclinal déversé, de Jurassique, dans le cœur duquel sont conservées des marnes néocomiennes et aptiennes. Hormis ces sommets, la plus grande partie des petites montagnes de l'extrémité de ce chaînon se montre formée, soit par le Néogène, soit par l'Urgonien de la série Sirer-Rey. Dès le S. du P. Lluqui et le S.O. du P. Miquel, cette succession de hauteurs est interrompue par la vallée qui descend de S. José et que suit la route d'Ibiza. La continuation des masses jurassiques et des marnes crétacées se retrouve de l'autre côté de cette dépression, dans la Montaña Gibart et la Punta de Yondal, tandis que la ligne des sommets culminants de la région se trouve décalée vers l'O. et se suit par le Puig Suñer vers l'Atalayasa San José.

Il est très difficile de définir la surface de contact des deux écailles dans ces parages. Le Trias qui pourrait la délimiter n'apparaît qu'au pied occidental de la Montaña Gibert. Dès le versant S.E. de l'Atalayasa, l'Urgonien se montre prédominant, et ce ne sont que des calcaires probablement crétacés qui chevauchent le Miocène de la partie N.O. de cette montagne.

En divers points, vers le kilomètre 12 de la grande route, puis dans le ravin au N. de la Sierra Caravera, l'Urgonien lui-même semble recouvrir le Miocène, en sorte que l'on pourrait croire que tout cet ensemble de collines est formé par des accidents de détail de la série Sirer-Rey.

Dans ce cas, il faudrait trouver le contact des deux unités tectoniques entre la Punta Yondal et Cubells. Nous ne l'y avons pas observé.

Toutes les réserves utiles étant faites quant à cette terminaison douteuse de la ligne de contact anormal, on peut admettre que, dans toute la nappe ou écaille d'Ibiza, le Crétacé se présente sous

son faciès marneux à Céphalopodes, qui est conservé partout dans les plis couchés qui accidentent ladite écaille, depuis celui de la Punta Yondal et du P. Lluqui, du Cap Falcó, et d'Ibiza même, jusqu'à ceux de la région de Moltons-Llibrell-Fita, du N. de S^a Eulalia, et de San Vicente.

Ce dispositif remarquable ne se retrouvera dans aucun autre élément tectonique de l'île.

3. La Série Sirer-Rey. — *a) RÉGION DE SAN JUAN.* — Nous reprendrons comme point de départ la coupe 5, pl. 9, dont nous sommes parti pour l'étude de l'écaille d'Ibiza. Les éléments de l'unité tectonique qui nous occupe ici sont les mêmes que pour la précédente, à l'exception du Crétacé, qui comporte des formations urgoniennes au lieu des marnes à faciès profond mentionnées plus haut. Le liséré de fausse brèche oxfordienne nous a échappé au contact du Trias et du Jurassique, mais il n'est certainement pas spécial à l'écaille d'Ibiza, car il se retrouve au Cabo Nonó.

La masse de l'écaille Sirer-Rey subit un ennoyage vers le N.E., en sorte que, du pied du P. Rey à la Cala Binirras, c'est elle qui constitue tout le bord de l'île. Elle est affectée de diverses imbrications dans l'éperon, qui s'élève au S. de San Juan, puis, peut-être, au Puig Pujol, qui montre en outre un lambeau de Trias que nous avons proposé, en 1917 [29], de rattacher, à titre de témoin éloigné, à l'écaille d'Ibiza. Les petites montagnes de Charracó et les contreforts du Puig Pujol montrent le Jurassique reposant sur les dolomies du Trias. Celles-ci, hormis dans le fond de la Cala Charracó, où apparaît un lambeau d'Urgonien, forment toute la côte de Cala Serra à Cala Binirras.

La Punta Charracó montre toutefois une suite d'accidents de détail qui témoignent de très fortes dislocations. Nous en avons donné des coupes (fig. 56) dans la partie stratigraphique de cet ouvrage, et on peut y voir l'intrication d'une suite de fragments de replis, les uns formés d'Urgonien, d'autres de Néogène, en partie chevauchés par des dolomies triasiques, accompagnées de marnes irisées. Comme ces dislocations ne pourraient guère s'expliquer par le simple jeu de failles, découpant localement l'écaille Sirer-Rey, nous avons cru devoir interpréter cette apparition insolite de terrains écrasés, comme le montrent nos coupes 4 et 5, pl. 9. Cet accident, s'il était isolé, ne suffirait pas à justifier cette explication. Mais, environ 3 kilomètres à l'O., l'étude du versant N.E. du ravin de Binirras montre le chevauchement certain des conglomérats néogènes et de l'Urgonien qui en forment le fond par les dolomies du Trias. Ces dolomies sont couronnées, à la cote 125 et à la cote 190 de l'arête nommée Cova Orença, par des calcaires jurassiques qui se montrent comme étant la continuation naturelle de ceux du P. Pujol. Il n'y a donc pas de ruptures ni de failles importantes dans cette zone, et dès lors l'attribution des couches en position anormale de la Punta Charracó à une réapparition locale de la Série inférieure devient très naturelle.

b) LE CONTACT DE L'ÉCAILLE SIRER-REY AVEC SON SUBSTRATUM. — La délimitation de la base de la série Sirer-Rey est facile, depuis San Miguel jusqu'au Plá de Eubarca.

On suit, en effet, la ligne de contact anormal qui sinue dans la partie supérieure de tous les ravins qui aboutissent au Puerto de San Miguel, de telle sorte que le Néogène y dessine à chaque fois le rentrant caractéristique. L'église même est sur le Trias d'un éperon qui sépare deux vallons où affleure le Tertiaire. Dès l'O. de ces maisons, la ligne de contact anormal s'avance jusqu'à dominer le rivage au pied du chaînon du P. la Torre. Tout ce chaînon et toute la partie S.E. de son versant sont formés par l'écaille Sirer-Rey, qui comporte ici des dolomies et des marnes irisées du Trias, puis des calcaires lités, sans doute jurassiques, puis de l'Urgonien. La preuve du chevauchement est donnée par un ravin qui sépare le massif du P. la Torre du sommet coté 244, au S.O. de San Miguel, et qui est orienté parallèlement à la côte. Ce ravin débouche dans celui qui descend de San Miguel et gagne le Puerto de ce nom. Depuis son bassin de réception, il crève la mince pellicule des terrains triasiques de l'écaille Sirer-Rey et atteint le Néogène de la série inférieure. Notre profil 2, pl. 9, montre le Néogène réapparaissant dans la partie supérieure de la vallée. Notre figure 7 indique le détail de la coupe de cette masse du Puig la Torre. La série d'Eubarca n'apparaît au-dessous que par sa partie supérieure, formée de Miocène à *Clypeaster* et d'Urgonien.

Le contact des deux éléments tectoniques se poursuit par le N.O. du Puig Tonio, ce sommet étant constitué par l'écaille charriée, et le Plá de Eubarca qu'il domine étant constitué par les couches néogènes et urgoniennes chevauchées.

A partir du S.O. du Puig Tonio, il devient malaisé de distinguer la ligne de contact anormal et nous ne suggérons que de manière hypothétique l'idée que la suite de ce chevauchement pourrait se retrouver dans la ligne de contact anormal qui se suit du versant N.O. du Puig Rotavea au Cabo Negret, au bord S. de la Cala Salada.

La partie médiane de l'île est formée par des collines où prédominent les formations triasiques et néogènes, mais dont la description géologique ne saurait être entreprise dans un aussi bref résumé. En effet, les divers sommets sont isolés les uns des autres par des dépôts d'alluvions qui empêchent de juger de leurs rapports, en sorte que nous devrions nous borner à une énumération sans aucun intérêt si l'on ne peut la suivre sur une carte détaillée.



FIG. 214. — Coupe du versant S.E. du Puig Rey (Ibiza).

4. La Série d'Eubarca. — *a) EUBARCA.* — Nous avons mentionné au paragraphe précédent les éléments constitutifs de cette unité tectonique dans les environs de San Miguel. Dans l'Ensenada de Eubarca, on voit le Crétacé reposer sur des dolomies triasiques litées, qui sont affectées d'un repli anticlinal brisé.

Entre le Plá de San Mateo, et le Puig Andreu, on observe des intercalations de faciès dolomitique dans l'Urgonien. Au S.O. du Plá de Sa Corona, réapparaît le Jurassique qui, localement, paraît être dominé par du Trias, en particulier dans les montagnes qui forment la côte du Cabo Negrete au Cabo Nonó. En ce dernier point, NOLAN a recueilli des fossiles oxfordiens et rauraciens.

Il convient, toutefois, de remarquer que si, logiquement, il est permis de rattacher tous ces affleurements à la série d'Eubarca, cette hypothèse demande encore à être vérifiée.

b) L'EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DE L'ÎLE, ENTRE LE CABO LLENTRISCA ET SAN ANTONIO. — Nous avons déjà indiqué dans la partie stratigraphique (fig. 51) qu'il existe au N.O. de l'Atalayasa de San José une série de sommets alignés suivant une courbe entourant ce sommet par l'O. et le N.O. Cet ensemble de montagnes résulte du chevauchement de toute une masse de terrains urgoniens et néogènes qui, relativement peu ondulés, constituent les abords de la côte, par une imbrication complexe dans laquelle on reconnaît du Trias, du Jurassique, et qui est couronnée par des calcaires zoogènes dont une partie est urgonienne et l'autre miocène, ainsi qu'en témoignent les sections de *Clypeaster* que nous y avons découvertes, accompagnées d'Amphistégines au col séparant le ravin de Rocas Altas de celui qui sépare le Puig Blanch de l'Atalayasa. Cette dernière montagne se montre ceinturée de l'O. au N. et au N.E. par des poudingues qui surmontent ces calcaires, et qui sont chevauchés par des couches litées, qu'il faudra sans doute rattacher au Crétacé, mais dont les rapports avec les marnes à *Exogyra aquila* LMK du pied S.E. de l'Atalayasa sont encore inconnus.

La délimitation de l'écaille d'Ibiza est encore incertaine entre Yondal et Llentrisca. Il est de même encore aventuré de vouloir attribuer à l'écaille de Sirer-Rey ou à celle plus inférieure d'Eubarca les divers accidents du chaînon de Sas Rocas Altas. Toutefois, on peut observer sur notre profil I, pl. 9, que l'affleurement de Néogène de l'écaille Sirer-Rey sur lequel repose la masse de celle d'Ibiza est interrompu par une imbrication de Trias et de Jurassique. Cette imbrication, qui correspond à un accident très

complexe observable dans la montagne qui domine San Agostin, paraît continuer latéralement l'écaille de Sas Rocas Altas. Il n'y a pas de preuves que l'élément tectonique qui est subordonné à cette zone de dislocations ne puisse être assimilé à la série d'Eubarca. Mais la grande extension du marès, qui recouvre toute la région comprise entre la Serra Viña, San Agostin et San Antonio, rend difficile toute tentative de synthèse.

Quant au groupe d'îlots qui correspond à une prolongation sous marine du cap limitant au S. la baie de San Antonio, nous rappellerons (voir p. 137) ici que l'Isla den Bosque et Espartó montrent peut-être la trace de chevauchements du Crétacé et du Néogène par des dolomies d'aspect triasique. Il n'est pas non plus possible, sans une nouvelle étude, de savoir si cet accident constitue une imbrication de détail de l'un des éléments tectoniques définis à Ibiza, ou s'il faut y voir la trace d'une nouvelle écaille, inférieure aux précédentes.

5. Conclusions. — Des brèves indications que nous venons de résumer sur la structure géologique de l'île d'Ibiza et des données stratigraphiques que nous avons consignées au sujet de chacun des terrains étudiés dans ce mémoire, nous pouvons tirer — en attendant l'étude détaillée qui seule permettra de passer de l'hypothèse à l'affirmation — les conclusions préliminaires suivantes :

L'île d'Ibiza est constituée par une succession de formations sédimentaires dont les plus anciennes datent du Trias moyen et les plus récentes du Vindobonien. Des lacunes stratigraphiques se placent au Jurassique inférieur et moyen, puis du Cénomanién supérieur au Burdigalien.

Il ne paraît pas y avoir eu de mouvements orogéniques sensibles durant l'émersion des temps jurassiques. Les dislocations tectoniques principales sont postérieures au dépôt des grès à *Clypeaster* du Néogène inférieur. Elles seraient, d'autre part, antérieures au dépôt des couches horizontales à *Pithocerithium* de la Punta Charracó dont l'âge pourrait être tortonien, mais dont la faune, constituée par des espèces de large répartition stratigraphique n'exclut pas l'hypothèse d'un âge un peu différent.

Il ressort de ces constatations que, ici comme à Majorque, les dates limites que l'on peut établir pour préciser le moment des phénomènes orogéniques sont assez éloignées pour laisser le champ libre à la discussion. Les charriages sont-ils post-helvétiques et anté-tortonien, comme M. GENTIL a cru pouvoir l'affirmer pour ceux de la chaîne subbétique, dont le prolongement passe précisément par Ibiza et Majorque ; ou bien sont-ils post-burdigaliens et anté-helvétiques comme M. DARDER le prétend dans sa plus récente note ? Les doutes qui peuvent encore subsister, quant à l'âge exact de la faune à *Pithocerithium* de Portinatx, ne permettent pas de résoudre ici ce problème.

Tels que les fait apparaître une aussi cursive étude, les éléments tectoniques que nous avons reconnus dans cette île semblent pouvoir être rattachés à trois écailles poussées les unes sur les autres ; la plus inférieure, que nous avons désignée sous le nom de *série d'Eubarca*, représente peut-être le bord méridional des terrains en place du substratum, mais on ne possède encore aucun indice qui permette de l'identifier avec certitude avec l'autochtone.

L'écaille Sirer-Rey ne paraît pas être affectée de replis, et les accidents qui l'accompagnent peuvent plutôt être attribués à une fragmentation en écailles secondaires que considérés comme des portions de replis et de flancs renversés.

L'écaille d'Ibiza se compose d'une série stratigraphique formée de tous les termes représentés à Ibiza ; mais, outre que son contact avec la précédente comporte des lames de charriage, qui pourraient être assimilées à des débris de flancs renversés, elle se montre affectée de plis couchés bien individualisés qui lui donnent un aspect rappelant celui des nappes de charriage des Alpes. Si les éléments d'appréciation de l'ampleur du déplacement tangentiel de l'écaille Sirer-Rey nous manquent, le caractère bathyal des sédiments crétacés de celle d'Ibiza paraît s'opposer de manière assez nette au faciès zoogène, que ceux-ci revêtent dans les éléments tectoniques plus septentrionaux, pour permettre de supposer une amplitude assez grande au charriage de la plus

méridionale des unités structurales de l'île. Il est important de remarquer les rapports et l'orientation des déplacements subis par les terrains représentés à Ibiza, et de constater que, plus particulièrement au Crétacé inférieur et moyen, la partie profonde des mers passait à l'Orient de l'île, alors que les deux séries inférieures se trouvaient dans la large zone de la plateforme littorale de l'époque.

La seule étude d'Ibiza ne donne pas de renseignements sur la direction de laquelle est venue la transgression néogène. Mais il convient de remarquer que les terrains de cette époque sont représentés à Formentera (si les observations de NOLAN sont exactes) par des formations du même faciès que celles du Miocène de la plaine médiane de Majorque. Il s'ensuit qu'à Ibiza comme à Majorque la mer miocène devait être divisée en deux compartiments par des hauts fonds et des îles (dont la présence est démontrée par les débris de végétaux trouvés par nous vers Beniferri). Dans le bassin situé au N.O. de la barrière, se produisait la sédimentation qui a donné les poulingues, les marnes bleues et les grès à *Clypeaster* et Amphistégines très généralement répandus dans l'île d'Ibiza et dans la Sierra de Majorque ; et dans le bassin méridional par rapport aux îlots se formaient des mollasses jaunâtres de Formentera homologues de celles de la plaine médiane de la grande Baléare. Cette constatation permettra de former quelques hypothèses sur les rapports des écaïlles d'Ibiza avec les dislocations tectoniques de Majorque. La distance de plus de 80 kilomètres qui séparé les rivages les plus rapprochés des deux îles rend en effet impossible toute tentative d'appréciation directe, par analogie ou par continuité, des relations des nappes ou écaïlles que nous y avons décrites.

ILE DE MINORQUE

Depuis les travaux d'HERMITE, aucune étude sérieuse de cette île n'a été entreprise. NOLAN [64-66] a donné des notes préliminaires, mais non les descriptions précises qui, seules, eussent peut-être été utilisables. HOERNES s'est borné à de brèves mentions du Miocène de la Calas Covas.

Notre passage personnel dans le Nord de l'île ne nous a fourni que des détails incomplets qui nécessitent une soigneuse revision. De plus, notre voyage remontant à une période où nous n'avions pas encore trouvé la clef de la géologie des Baléares, nous avons omis de parcourir la région tertiaire qui pourtant donnera des renseignements capitaux quant à la grande unité structurale à laquelle il conviendra de rattacher cette île. Le résumé qui suit condense les plus importantes observations d'HERMITE, et leur adjoint quelques hypothèses qui résultent de nos propres recherches.

Les terrains représentés dans l'île de Minorque sont les suivants :

DÉVONIEN. — Composé de grès et schistes à *Archæocalamites* et *Sphenophyllum*, dans lesquels apparaissent des roches éruptives rattachées par MICHEL LÉVY aux Porphyrites andésitiques. Ces roches sont complètement différentes de celles qui accompagnent le Trias de Majorque et d'Ibiza, et d'après nos observations personnelles elles dateraient d'éruptions dévoniennes. HERMITE et NOLAN signalent sur ce Dévonien des traces de Culm.

TRIAS. — Werfénien composé de grès bigarrés analogues à ceux de la Série I de Majorque; Muschelkalk caractérisé par une faune typiquement alpine, avec Daonelles et Céphalopodes spéciaux ; Trias supérieur à faciès indéterminé, formé surtout de couches dolomitiques et de cargneules, sans traces de marnes irisées.

JURASSIQUE. — Mal défini, composé en partie de Lias, avec intercalation de couches à Brachiopodes ; Jurassique moyen et supérieur non encore identifiés. Tithonique inconnu, à moins qu'il ne soit représenté par la base des marnes à *A. Cardonæ* HERM.

CRÉTACÉ. — Le Néocomien occupant de très petits compartiments effondrés entre des failles

se rencontre dans la région du Cap Pontinat. Il renferme des formes du Valanginien, mais surtout des Ammonites barrémiennes et d'autres aptiennes. NOLAN a trouvé dans la même région *Matheronia Arnaudi* MATH. dont la présence prouve que nous nous trouvons ici à la limite des formations à Céphalopodes et que, sans doute, à peu de distance commençaient les dépôts franchement zoogènes de l'Urgonien.

NUMMULITIQUE. — Aucune formation nummulitique marine ou continentale ne nous est connue à Minorque.

NÉOGÈNE. — Le Miocène transgressif occupe une bonne moitié de la surface de l'île, et forme un dépôt continu de Ciudadella à Mahon, dans toute la partie S.O. de Minorque.

Ce terrain est représenté par des couches burdigaliennes à *Clypeaster* (44-47-48-50) revêtant le faciès des mollasses calcaires de la plaine médiane de Majorque. HOERNES [47] a émis l'hypothèse que le Vindobonien y doit être aussi représenté, au moins par ses assises helvétiques. On ne connaît pas de formations plus récentes que ces dernières.

TECTONIQUE. — L'île de Minorque est moins accidentée encore que celle d'Ibiza. La région occupée par le Miocène ne comporte que des ravinements peu profonds qui entament les couches tertiaires sub-horizontales. La région où affleurent les terrains anciens montre un relief très atténué et des formes qui révèlent une topographie ancienne. Le sommet le plus élevé, le Monte Toro, atteint, au centre des terres, l'altitude de 358 mètres; et le massif de Santa Agueda qui se trouve au N. de Ferrerias ne dépasse pas 285 mètres. Partout ailleurs les collines mesurent à peine 100 mètres.

Cette atténuation de tout relief ne permet pas de déterminer aussi bien qu'il serait désirable la nature exacte des accidents géologiques.

Une première phase de plissements se place entre le Dévonien et le Trias. C'est à la série des dislocations hercyniennes qu'il faut rapporter les plis d'âge primaire, dont l'orientation exacte n'est pas connue.

Une seconde phase trouve place entre le Jurassique et le Burdigalien. Il ne paraît pas exister de moyens de dater d'après la seule observation de la géologie minorcaine les plissements ainsi définis.

D'après nos anciennes observations, ces dislocations semblent comporter une série de ruptures en imbrications, plutôt que des plis caractérisés. La carte donnée par HERMITE donne déjà l'impression d'un gauchissement assez incohérent des terrains jurassiques et triasiques. Nos coupes figures 28 à 30 montrent, d'autre part, que les gauchissements sont peu accentués. Par contre, nous avons relevé dans la partie E. du massif de Santa Agueda un chevauchement très net du Trias inférieur qui constitue cette montagne, par du Dévonien plissé et rompu en biseau. La ligne de contact anormal, que nous avons pu suivre sur plusieurs kilomètres, montre des pendages orientés vers l'E. Ce fait témoignerait de poussées dirigées E.-O. Il est, par contre, manifeste que, dans la vaste masse jurassique qui constitue le promontoire de l'Atalaya Fornells, les pendages relevés par nous sont orientés au S. Une série de petites failles limitant des compartiments affaissés au S. du Cabo Pontinat, vers la Cala Pudenta et dans la crique de S'Olla, se montrent alignées de l'E.-S.E. à l'O.-N.O. et les couches qu'elles interrompent pendent au S.-S.O.

Partout ailleurs, l'irrégularité des gauchissements ne permet pas d'apprécier la direction selon laquelle a pu se faire la poussée qui provoqua ces petites dislocations.

En attendant une étude nouvelle dont la nécessité s'impose et qui apportera probablement des faits très importants, nous noterons ici que, l'importance de l'imbrication de Santa Agueda paraissant primer tous les autres accidents, on serait fondé à en déduire le sens de la poussée principale qui apparaîtrait dès lors comme s'étant exercée de l'E. à l'O. NOLAN, qui admettait l'existence de trois anticlinaux dont les axes étaient orientés selon lui du S. au N., concluait, pour sa

part, à une direction de poussée identique. Cette conclusion sera pour nous de grande importance.

HERMITE (44), NOLAN (66), HOERNES (47) ont constaté que les strates miocènes reposant en discordance sur les couches plus anciennes qui affleurent dans la partie septentrionale de l'île sont presque complètement horizontales, et que, seules, de petites failles les rompent localement, en compartiments, qui n'ont pas joué de plus de quelques mètres les uns par rapport aux autres. NOLAN admet dans son schéma (66), p. 77, que les plus importantes de ces failles se placent à peu près sur le prolongement des anticlinaux qu'il avait distingués dans la région. Nous n'avons pas vérifié ces observations, mais elles ne sont pas en contradiction avec les nôtres.

On peut donc conclure de ces faits que les plissements hercyniens ont été suivis d'une longue période de calme orogénique. L'exondaison des régions qui devaient plus tard former Minorque, peut-être précédée d'une émergence temporaire durant le milieu et la fin des temps jurassiques paraît dater de la fin de l'Aptien ou du Gault. L'île de Minorque aurait fait partie depuis ce moment d'une masse continentale émergée. Celle-ci subit à une date antérieure au Burdigalien des efforts de compression orientés E.-O.- assez puissants pour provoquer dans sa masse des ruptures et des imbrications. Mais, depuis le début du Miocène, aucun autre phénomène tectonique ne semble s'être fait sentir sur cette région. Les failles qui découpent les assises miocènes prouvent sans doute que les accidents anté-burdigaliens de la partie septentrionale de l'île qui se poursuivent certainement en profondeur vers le S. ont dû rejouer à une date postérieure au Vindobonien.

Il est très important de remarquer que, jusqu'ici, aucune observation n'a permis de montrer sur Minorque ni chevauchements ni plissements provoqués par contrecoup des phénomènes de charriage dont Majorque et Ibiza ont été le théâtre. La distance qui sépare le promontoire d'Artá du Cabo Dartuch n'est que d'environ 40 kilomètres.

L'absence de toute répercussion des plissements majorcains, autres que les quelques failles post-miocènes indiquées, montre que Minorque doit être complètement indépendant du reste de l'archipel, et nous porte à voir dans cette île un reste des territoires autochtones se rattachant à un massif situé à l'extérieur de la zone de plissements néogènes, comme il s'est trouvé à l'extérieur de la partie profonde des mers secondaires et tertiaires qui occupaient une portion de l'actuelle Méditerranée occidentale.

C'est la confirmation des vues de SUESS.

NOLAN a vérifié les assertions d'HERMITE quant à la limite des terrains tertiaires de Minorque. Pour ces deux observateurs, le rivage de la mer néogène suivait à peu de chose près le tracé actuel de la limite de ce terrain. Il en résulte que la partie de Minorque dans laquelle nous ne connaissons pas de dépôts tertiaires faisait partie d'une terre émergée au Burdigalien et au Vindobonien.

Ces diverses constatations, quoiqu'elles ne soient pas nouvelles, méritaient d'être rappelées, car elles nous serviront d'arguments dans l'établissement de nos conclusions générales.

CINQUIÈME PARTIE

CONCLUSIONS

CHAPITRE XXIII

RÉSUMÉ ET COORDINATION DES PRINCIPALES OBSERVATIONS RELATIVES AUX ILES DE MAJORQUE ET D'IBIZA

Avant de tenter de situer les observations qui font l'objet de cet ouvrage, par rapport aux points de repère géologiques que l'on possède dans le bassin occidental de la Méditerranée, il peut être utile de confronter ces observations les unes avec les autres, et d'en tirer premièrement quelques conclusions d'ordre local.

Jusqu'ici, les vues de SUESS se trouvent confirmées par les faits. Ibiza et Majorque forment un ensemble homogène d'accidents tectoniques qui, par leur âge et leur orientation, se rattachent nettement à la chaîne subbétique, alors que l'île de Minorque, dont les assises ne révèlent que des actions orogéniques plus anciennes, apparaît comme un élément étranger aux plissements alpins, et, en l'espèce, autochtone.

Majorque et Ibiza sont constituées par des séries tectoniques poussées du S.E. au N.O. On a vu par le schéma d'ensemble figure 1 que ces séries sont, à Ibiza, au nombre de trois, et que l'étude de la Grande Baléare en révèle trois principales, aussi, dans la Sierra septentrionale, auxquelles s'ajoutent, dans les montagnes méridionales, une ou plusieurs nappes.

LA SIERRA DE MAJORQUE. — Cette Sierra est constituée de quatre éléments tectoniques relativement indépendants : une série inférieure, vraisemblablement autochtone, que l'on ne connaît que par sa tranche, sur la côte septentrionale de l'île, et qui porte la trace de plissements anté-burdigaliens orientés du S.-S.E. au N.-N.O. ; une série dite Série II, constituant la majeure partie de la chaîne, poussée sur la première, et qui en est localement séparée par des lames de charriage ; un troisième élément, dont les débris forment les contreforts méridionaux de la Sierra ; et, enfin un élément d'affinités douteuses, séparé des précédents par une ligne de contact anormal, et que l'on n'observe que du P. Fé, à l'extrémité de la presqu'île d'Alcudia.

Les Séries II et III ne témoignent de déplacements tangentiels importants que dans le S.O. de la Sierra. Elles ne comportent pas de flancs renversés individualisés, et répondent assez bien à la définition que M. TERMIER donne des « nappes de deuxième genre ». Ce sont, à proprement parler, des écaillés de grande dimension. Vers le N.E., elles se fragmentent en imbrications secondaires, de telle sorte que la majeure partie des plis qui les ont affectées se sont transformés en plis-faîlles. Seuls de rares synclinaux y prirent naissance, parmi lesquels on peut citer le pli-couché de Galatzó, dont la charnière synclinale du N. de Galilea représente sans doute la continuation ; le synclinal couché des Trois Pitons, dont l'individualisation est nette sur environ 5 kilomètres, mais qui en a peut-être mesuré 9, et on suppose qu'il s'est étendu de la cote 500

au S.E. d'Esporlas jusqu'au col de Soller; le synclinal d'Aumallutx, mesurant, du S. de la Sierra Alfabia à Gorj Blau, environ 11 kilomètres, enfin le synclinal complexe d'Orient, qui commence vers Buñola, mais qui se transforme en imbrications dès Aumedrà.

Il est probable que, dans la plupart des cas, ces plissements ont été rendus possibles par l'action de la Série III, fonctionnant comme un traîneau écraseur et mettant les assises rigides de la Série II dans les conditions de pression qui les ont empêchées de se rompre. Quant à la Série III, elle ne montre pas de plis importants.

L'amplitude des déplacements tangentiels qui ont provoqué ces chevauchements est difficile à évaluer. D'après la seule position des fenêtres, on constate que la Série II chevauche son substratum de 12 kilomètres, et que la Série III recouvre la précédente de plus de 10 kilomètres, dans la partie occidentale de la chaîne. Vers le N.E., toute mesure devient sans effet, vu la fragmentation des séries en imbrications.

Ces chiffres sont en tout cas inférieurs à la réalité. La côte septentrionale tranche les écaïlles et nul ne peut prévoir sur quelle distance elles se sont étendues vers le N.O.; quant au pied méridional de la Sierra, il est couvert de formations quaternaires, et les hypothèses les plus contradictoires peuvent être formulées au sujet de l'enracinement des éléments charriés.

On a coutume de rechercher dans les différences de faciès, qu'un même terrain présente dans des nappes superposées, des indications propres à fixer sur l'ampleur de leurs déplacements relatifs. De telles indications sont assez peu parlantes dans le cas particulier. Le Trias — hormis le Werfénien qui ne paraît pas dans les éléments charriés — est en général formé des mêmes sédiments dans les trois écaïlles. Toutefois, on peut noter la très grande rareté des roches éruptives et des marnes bariolées ou rouges du Keuper, dans la Série III; le Lias, soit sous le faciès calcaire de ses assises inférieures, soit formé des marno-calcaires à Ammonites de sa partie terminale, revêt des caractères très similaires dans les Séries II et III. Il en est de même du Tithonique, formé tout à fait généralement de fausses brèches à Céphalopodes et du Crétacé inférieur qui montre un faciès profond. Ces deux terrains ne sont pas connus avec certitude dans la Série I.

Nous avons supposé que la continuité de sédimentation bathyale, entre l'Aptien et le Gault, dans la Série II de la région d'Andraitx, opposée à l'absence des terrains aptiens, signalée par NOLAN vers San Muntaner (Série III), pourrait être l'indice d'un assez grand déplacement relatif de ces deux séries. Mais la discussion stratigraphique de ces faits a montré que cet argument n'a pas autant de valeur que l'on pouvait croire.

Quant aux terrains tertiaires, leur répartition même nous empêche d'en faire état dans cette question.

Le seul élément qui comporte des terrains d'un faciès très différent de celui qu'ils revêtent dans la Sierra est le promontoire d'Alcudia.

Etant donné l'unité structurale de la chaîne et l'absence de différences tranchées entre ses éléments, il convient donc de conclure prudemment que le chevauchement relatif de ses écaïlles a dû être faible. Lames de charriage comprises, il ne semble pas que les sédiments de la Série III — de la Sierra Burguesa par exemple — aient été déplacés, par rapport aux terrains autochtones de la Série I, de plus de 35 à 40 kilomètres.

Dans cette hypothèse, ce déplacement proviendrait d'une rupture en imbrications locales. Mais on peut aussi les supposer produites par la rupture d'une tête de nappe de plus grande ampleur, qui, ayant cheminé en profondeur, réapparaîtrait ainsi pour avoir buté contre un obstacle autochtone. Cette explication paraît du reste peu admissible.

En tout cas, l'existence d'un obstacle en profondeur paraît très probable, car seul il pourrait rendre compte de l'accumulation des imbrications du pied du Puig Mayor, du bombement de la Série I entre cette montagne et le Puig Roig, etc. On remarquera, en outre, que le dispositif imbriqué s'accroît dès Valldemosa et devient tout à fait général depuis Aumedrà. Ce phénomène est sans doute à mettre en relation avec le fait que c'est à cette extrémité N.E. de Majorque que

se termine la chaîne subbétique. Ce fractionnement tectonique réalise un type assez particulier d'extrémité libre de zone de plissements.

SIERRA DE LEVANTE. — M. DARDER a montré que cette partie de Majorque est formée par une ou plusieurs nappes constituées par des éléments assez différents de ceux de la Sierra principale; il a supposé, pour expliquer des particularités de leur dispositif, que des éléments contre-charriés étaient venus se superposer aux nappes. On a vu que nous admettons simplement l'existence des nappes venues du S.E. et, soit gauchies comme vers Felanitx, soit rompues en imbrications comme vers Artá. C'est à cet ensemble tectonique qu'il faudrait rattacher Cabrera qui présente le grand intérêt d'appartenir aux éléments les plus méridionaux des Baléares, et de comporter les seuls sédiments bathyaux du Lias et peut-être du Bajocien de cet archipel.

Il est encore plus malaisé d'évaluer ici l'amplitude des charriages. D'après ce qu'en montre la région d'Artá, il faut au bas mot leur attribuer 30 à 40 kilomètres.

Le fractionnement en imbrications, parmi lesquelles M. DARDER paraît distinguer un plus grand nombre d'éléments distincts que nous, est en tout état de cause un fait intéressant dans la région d'Artá, car il coïncide avec la partie de la Sierra principale où ce phénomène présente le plus d'ampleur, et peut, aussi, être mis en corrélation avec le fait de la terminaison de la chaîne à peu de distance.

Les rapports des masses charriées de la Sierra de Levante avec celles de la Sierra principale sont encore inconnus. On a vu que probablement les phénomènes de recouvrement se sont étendus jusqu'au sud du massif de Randa. Il se peut, d'autre part, qu'ils atteignent Petra. Enfin, à titre de simple hypothèse, on peut leur rattacher le massif spécial d'Alcudia. Mais rien ne permet de délimiter le front des nappes méridionales, et de prévoir, avant de nouvelles études, dans quelle mesure leur formation et leur propagation ont influé sur la formation de la Sierra principale.

Si cette dernière est sub-autochtone, c'est-à-dire si ses écaïlles sont de petite amplitude, ainsi que nous penchons à le croire, on sera fondé à voir dans cette chaîne le contre-coup des charriages de la Sierra de Levante. Dans l'autre hypothèse, Majorque entière apparaîtra comme taillée dans une succession de très grandes nappes poussées du S.E. au N.O., dont les racines sont effondrées sous les flots.

Aucun fait n'oblige à admettre cette interprétation, et celle qui prête aux charriages méridionaux une amplitude de 30 à 40 kilomètres, et qui attribue aux écaïlles sub-autochtones de Majorque un resserrement sur les terrains en place de 35 à 40 kilomètres, semble demeurer la plus raisonnable. Elle impliquerait, pour son utilisation en matière d'hypothèses paléogéographiques, le report des données fournies par la Série III de la Sierra principale et le massif de Randa, à une quarantaine de kilomètres au S.E. de leur position actuelle, et le report des données fournies par la Sierra de Levante et Cabrera, à 60 ou 80 kilomètres au large des côtes méridionales de l'île.

Cette conclusion qui peut aussi s'appliquer à l'île d'Ibiza — tectoniquement homologue de la Sierra de Majorque — est de la plus grande importance.

Nous aurons en effet l'occasion d'en faire état dans le chapitre suivant, comme nous en avons fait état dans des conclusions paléogéographiques des six premiers chapitres de cet ouvrage. C'est le fait de l'origine méridionale des sédiments bathyaux ou profonds de ces régions, qui oblige à émettre l'hypothèse nouvelle que nous proposons, quant au tracé des géosynclinaux dans cette partie de la région méditerranéenne.

CHAPITRE XXIV

INTRODUCTION A L'ÉTUDE
DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

Ainsi que nous le disons au début de ce Mémoire, notre travail n'aborde qu'une petite partie des problèmes de toutes natures que soulève l'étude des Baléares.

En dépit de leur caractère fragmentaire, nous tentons de donner de nos résultats une vue d'ensemble et de les coordonner avec les connaissances acquises sur la géologie de l'Espagne et d'Algérie, en une esquisse très schématique de l'évolution de la Méditerranée occidentale depuis le Trias jusqu'à la date des plissements du Néogène. Cette ébauche aura pour but de situer les diverses parties de ce grand ensemble, les unes par rapport aux autres, et de définir les questions qui se posent quant aux phases de l'histoire géologique de la Méditerranée occidentale.

Les causes du caractère spécial de la structure des Pyrénées et de leurs relations avec les montagnes de Provence; la raison de l'individualisation du bassin aragonais; le motif de la courbure si étrange qui reploie les chaînes marocaines pour en amener la continuation dans la chaîne subbétique; la signification de la terminaison libre des charriages de cette chaîne, à l'île de Majorque, constituent autant de problèmes que l'on ne peut résoudre par le seul secours de la tectonique. Tous les phénomènes relativement récents dont sont issus les édifices montagneux qui bordent cette partie de la Méditerranée ont été, en effet, commandés par des agencements préexistants, les uns d'origine très ancienne, et dont, seule, une connaissance approfondie des chaînes hercyniennes donnerait la clef, d'autres sur lesquels l'étude des formations secondaires peut déjà apporter quelques lumières.

Il convient d'insister sur cette vérité de bon sens que les explications purement mécaniques des phénomènes orogéniques et du dispositif des éléments structuraux des grandes régions naturelles doivent pouvoir, sous peine de perdre leur valeur, entrer dans le cadre général de l'évolution paléogéographique qui nous est donné par l'étude de la stratigraphie. Le peu que nous savons en cette matière doit, d'ores et déjà, permettre de discuter les conceptions théoriques en faveur. La géologie vient de passer par une phase où les théories orogéniques modernes⁸ ont été utilisées pour tenter la synthèse géométrique de nombreuses chaînes de montagnes, récentes ou anciennes. Ces essais ont eu des résultats très remarquables. Mais, ce n'est pas tout de connaître l'agencement actuel des « nappes » et des « écaillés » qui entrent dans la constitution d'une région donnée; il importe de vérifier si elles peuvent effectivement provenir d'où le veut la théorie et de rechercher les raisons de leur mise en place. Or, si la tectonique nous apporte et des données géométriques, et des indices sur les raccords stratigraphiques qu'il conviendra de rechercher, elle conduit souvent, lorsqu'on la considère dans l'absolu, à des conceptions qui paraissent manquer de points de contact avec la réalité.

La synthèse tectonique en soi, isolée des autres considérations géologiques, tend à ne devenir qu'un simple jeu de l'esprit, comme l'est, par exemple, l'étude de la géométrie non euclidienne. Mais il ne faut point oublier que, si le mathématicien a le devoir de s'échapper, dans certains cas, des contingences matérielles, le naturaliste doit, au contraire, demeurer étroitement en contact avec elles, sous peine de manquer à sa mission. Pour que nos travaux ne nous entraînent pas en

plein irréel, il faut que nous n'oublions pas l'obligation, où nous met la complexité de tous les problèmes, de recourir à chaque pas au recoupement de nos conceptions tectoniques par des observations stratigraphiques et par l'étude de la paléogéographie. Il faut, le plus souvent, appliquer prosaïquement la méthode des approximations successives. Les créateurs de la tectonique ont vécu la phase des grandes synthèses. Notre rôle est maintenant de réajuster les conceptions tectoniques aux faits stratigraphiques, et de préparer ainsi une nouvelle base, sur laquelle nos successeurs pourront étayer de nouvelles hypothèses générales.

La synthèse stratigraphique du bassin de la Méditerranée occidentale est tout entière à faire. Nous nous bornerons à indiquer, ici, la signification que pourra donner, aux observations contenues dans les pages qui précèdent, celui qui la tentera.

I

LE CADRE DE MASSIFS HERCINIENS SUR LEQUEL A DU SE MODELER LA GÉOGRAPHIE TRIASIQUE

L'étude des formations primaires d'Espagne n'ayant point été abordée ici, il sera simplement fait mention de la disposition des massifs hercyniens qui avoisinent la Méditerranée occidentale, d'après les synthèses de SUESS.

On peut distinguer dans la Péninsule Ibérique trois éléments structuraux se rattachant aux Altaïdes. Le principal constitue toute la Meseta et les montagnes de Galice, depuis le Cabo Ortegal jusqu'au cours du Guadalquivir, depuis le rivage atlantique jusqu'à la Sierra de Guadarrama. Tout ce horst est formé par des plis dont la direction S.E.-N.O. est proprement armoricaine. Entre ce massif et celui que forme l'arc armoricain lui-même, s'étend une large zone d'affaissements ou, si l'on veut, une zone faible à laquelle correspondent les bassins homologues de l'Aquitaine et de l'Aragon. Les Pyrénées, de formation récente, la coupent obliquement; leur masse laisse apparaître, néanmoins, la trace des dislocations hercyniennes qui ont affecté la région: les plissements y sont très jeunes, puisqu'ils sont en partie post-artinskiens.

Les montagnes des environs de Barcelone sont constituées par des terrains charriés du S.E. vers le N.O. qui représentent l'amorce de la branche varisque du dispositif des montagnes hercyniennes françaises, et, en particulier, de la Montagne Noire et des montagnes des Cévennes. Ce deuxième élément structural est étroitement limité. Ses plissements sont antérieurs à ceux de la zone primaire des Pyrénées. Un troisième débris des chaînes paléozoïques est représenté par l'île de Minorque, où l'on connaît l'existence du Trias inférieur, reposant en transgression sur le Dévonien et le Culm plissés. Ici, toutefois, il n'est pas encore possible, faute de travaux précis, de définir le sens de la poussée orogénique. Cependant, pour autant que les petites imbrications post-crétacées qui s'y observent n'interdiront pas l'observation, il est permis de supposer que ce petit massif devra être rattaché, comme celui de Catalogne, à la branche varisque des Altaïdes.

Il est plus difficile encore de définir les affinités du massif cristallin qui s'étend de la Sierra Bermeja au Cabo de Palos et qui est connu sous le nom de chaîne Bétique.

Les schistes cristallins qui en composent l'ossature sont d'âge indéterminé, et il s'y ajoute un Cambrien et un Silurien métamorphiques sur les plis desquels reposent des dolomies transgressives assez disloquées. Leur âge a pu être établi en trois régions, savoir dans la Sierra Almirajara, où BARROIS a trouvé de petits Mégalodontes, dans la Sierra de Gador où GONZALO Y TARIN a découvert une faunule du Muschelkalk, enfin, dans les environs de La Union, à l'E. de Carthagène, où nous avons trouvé des calcaires à *Fucoides* identiques à ceux du Trias moyen des Baléares¹. Sous

¹ Cette observation ainsi que toutes celles que nous mentionnons comme ayant été faites avec M. GIGNOUX en divers points de la côte méridionale de l'Espagne, sont réunies dans une note en collaboration dont la publication devait se faire avant qu'apparaisse le présent mémoire et que les circonstances ont retardée.

ces dolomies existent des schistes violets ou violacés appelés *laguena* par les habitants et qui admettent localement des intercalations de gypse¹. Il serait intéressant de comparer ces couches, que les géologues attribuent tantôt au Trias, tantôt au Permien, avec les schistes violets du Cap Falcon (Province d'Oran) et avec la partie des « couches d'Ali » — recouvrant le Massif des Monts Péloritains — qui ne peut guère être rapportée à des formations post-triasiques².

Que ces schistes d'âge incertain soient permien ou triasiques, il n'en demeure pas moins impossible de dater exactement les plissements des couches qu'ils recouvrent, et de les rattacher avec certitude au système des plissements hercyniens. Il semble, toutefois, que, puisque le dispositif de ces derniers se poursuit jusqu'en Afrique, le massif bétique et le massif du Rif, qui se trouvent sur le prolongement des plis de la Meseta, ont dû leur être rattachés à l'origine. L'individualité que va prendre le massif bético-rifain, dès le début des temps secondaires, et le fait qu'il participera aux mouvements orogéniques néogènes en font, néanmoins, un élément structural nettement défini, et qui mériterait d'autant plus une étude approfondie que l'on est amené à lui attribuer un rôle important dans l'histoire de la Méditerranée occidentale.

Il faut gagner, vers le Sud, la latitude de Figuig et le Haut Atlas marocain pour retrouver un massif hercynien. Nous n'aurons pas à nous en préoccuper, mais il convient de noter ici son existence révélée par les travaux de GENTIL, BRIVES, LEMOINE, etc., et interprétée par SUESS, comme un débris des Altaïdes, contre lequel sont venus déferler les plis des « Altaïdes posthumes » poussés du N. au S., comme ils ont déferlé contre la Meseta espagnole, sous l'effet d'une poussée du S. au N.

La question que nous avons soulevée au sujet du massif bético-rifain pourrait peut-être s'étendre à une partie des affleurements cristallins qui apparaissent localement dans la bordure septentrionale de l'Atlas méditerranéen, entre Alger et Bône, ainsi qu'on le verra à propos des phénomènes orogéniques tertiaires.

Nous aurons fermé le cadre de plissements hercyniens qui entoure partiellement la Méditerranée occidentale, lorsque nous aurons mentionné le massif corso-sarde. SUESS, après TORNGUIST, admet qu'un massif appartenant au système des Altaïdes, comprenant la Sardaigne ainsi que toute la partie cristalline de la Corse, s'est trouvé individualisé dès le Trias. Des plissements datant du début du Tertiaire auraient affecté les deux régions de l'Iglesiente et de la Nurra de Sassari, mais ces dernières n'en montrent pas moins des couches carbonifères plissées sous du Trias transgressif, disposition qui oblige à les rattacher aux Altaïdes.

Le Massif des Maures et de l'Estérel pourrait aussi être classé dans les éléments de ce cadre, mais les mouvements pyrénéens l'ont trop profondément affecté pour que nous puissions le considérer comme un repère.

II

LA DISPOSITION PARTICULIÈRE DES TERRES ÉMERGÉES ET DES MERS PROFONDES DURANT LES TEMPS TRIASIQUES

Les régions que nous venons d'énumérer et qui ont joué plus ou moins constamment le rôle de horsts au cours de l'ère secondaire ne se sont pas individualisées simultanément. Les périodes

¹ M. HAVRE, ingénieur de la Compagnie Peñarroya, a observé qu'en de nombreux points les dolomies et calcaires qui surmontent la *laguena* reposent sur elle en discordance. Il conclut donc à son âge permien, à moins que les intenses dislocations qui ont affecté cette région de Carthagène ne conduisent à attribuer à ces discordances une origine tectonique.

Nous aurons à revenir, dans le travail que nous publions avec M. GIGNOUX, sur les intéressantes données que M. HAVRE a bien voulu nous fournir lors de notre voyage dans ces massifs.

² M. SCALLA a trouvé dans les couches d'Ali des calcaires à jaspes, Bélemnites et *Aptychus*, qu'il rapporte au Jurassique. Mais il rattache aussi au Jurassique des quartzites, grès et schistes violacés à gypse (renseignement fourni par M. GIGNOUX). C'est à ce dernier ensemble d'assises que nous faisons allusion ici, car son passage latéral à des couches à Bélemnites paraît difficilement admissible.

successives vont toutefois nous montrer l'unité d'un bloc formé par la Meseta ibérique, le massif catalan, Minorque et le massif corso-sarde, sur lequel empiéteront des mers épicontinentales. Au Trias, ce dispositif n'est pas encore reconnaissable. Sans doute les zones des plissements hercyniens sont-elles encore occupées par des montagnes importantes.

Quant à la répartition des mers, son trait dominant est l'absence de tout sillon géosynclinal dans le bassin de la Méditerranée occidentale et le caractère très général des faciès peu profonds. Un régime de sédimentation détritique s'établit au pourtour de la Meseta, sur la région algéro-marocaine, dans la partie N.O. de la Sardaigne, en Provence, dans l'Aragon et la Catalogne. Il en est de même aux Baléares. Dans aucune de ces contrées, on ne relève l'existence d'une mer profonde. Au contraire, la présence d'Equisetacés dans les grès marque le caractère nettement continental de ces formations. Si une partie de la *laguena*, des montagnes de Carthagène et d'Almería doit être rapportée au Trias, ce sera au Trias inférieur qu'il faudra l'attribuer, puisqu'elle supporte des dolomies du Muschelkalk. Mais, bien que de tels schistes indiquent une sédimentation plus nettement marine que les classiques grès werféniens, il semble que les gypses qu'ils renferment présupposent un régime lagunaire et excluent l'hypothèse d'une fosse tant soit peu profonde en ces parages.

Le seuil corso-sarde prolongé, au dire de TORNQUIST, par la zone géantyclinale du Briançonnais, sépare, au moins partiellement dans la région méditerranéenne, le bassin occidental, des mers plus profondes qui occupent les Alpes orientales, une partie de l'Italie du Sud et de la Sicile.

Le Trias moyen est marqué par une transgression générale dans la Méditerranée occidentale et par une invasion très localisée des faunes de haute mer. Suivant un tracé jalonné par la Sicile, Minorque et la basse vallée de l'Ebre, nettement transversal par rapport à la direction que prendra plus tard la fosse profonde jurassique, s'est produite une dépression temporaire dans la vaste étendue des mers peu profondes du Muschelkalk. Cette dépression, loin d'être séparée de ces dernières, leur servait en quelque sorte d'axe, et la faune spéciale qui l'occupait pouvait localement faire de timides incursions dans les régions peu profondes avoisinantes, où elle n'a, du reste, pas eu de descendance. Les *Protrachyceras Curioni* de Sardaigne, les Daonelles de Majorque et d'Ibiza sont les représentants égarés de cette faune « alpine », qui paraît avoir été accidentellement entraînée jusqu'à Las Espejeras dans la province d'Alicante et dans le bassin bétique, puisque GONZALO Y TARIN cite parmi les bivalves de la Sierra de Gador la présence du genre *Monotis*. Mais il est remarquable que, jusqu'ici, les Céphalopodes alpins n'aient jamais été trouvés en dehors du sillon que nous mentionnons, après TORNQUIST d'ailleurs, et dont DEECKE vient de confirmer encore l'existence¹.

Les formations dolomitiques et calcaires à *Megalodon* qui reposent depuis la Sierra de Carthagène jusqu'à l'Ouest de Malaga sur les schistes cristallins sont d'un haut intérêt, d'abord parce que cette zone bétique, qui se trouvait alors sous les flots de la mer triasique paraît avoir été exondée depuis le début du Jurassique et avoir constitué un massif important; ensuite parce que, tectoniquement, c'est à la question de leurs rapports avec les massifs cristallins de la Sierra Nevada et la Sierra Almiijara que s'attacheront les discussions que ne peuvent manquer de provoquer les essais de synthèses tectoniques présentement en faveur.

La mer du Muschelkalk montre la première individualisation de la zone déprimée que nous avons mentionnée au N.E. de la Meseta. Elle y dessine, en effet, un vaste golfe qui occupait l'emplacement du royaume d'Aragon, une partie de la province de Guadalajara, et qui, peut-être, communiquait déjà avec la région des Asturies, où les couches détritiques du Permo-Trias de M. MENGAUD [165] pourraient embrasser le Trias moyen. Cette communication paraît, d'ailleurs, effective au Trias supérieur, où le faciès lagunaire s'étend d'un bout à l'autre de la dépression.

¹ W. DEECKE, Der paläogeographischer Charakter der Germanischen Muschelkalk-Binnenmeeres (*Verh. Naturf. Ges. Basel*, 1922).

On a vu dans notre chapitre premier que, hormis ces régions sur lesquelles il convenait d'attirer ici l'attention, la répartition du Trias, soit sous son faciès intermédiaire, en Provence et dans certaines parties de la Catalogne, soit sous son faciès lagunaire dans toute l'Afrique française, ne permettait de distinguer nulle part l'individualisation d'une fosse profonde. Quant au sillon qui se forma, au Trias moyen, dans le prolongement de la dépression aragonaise, selon une direction armoricaine, il diminua d'importance dès le Keuper, en sorte que l'on peut admettre que, jusqu'à la fin du Trias, le géosynclinal alpin demeure complètement en dehors du bassin actuel de la Méditerranée occidentale.

III

LE LIAS - ÉBAUCHE DE LA GÉOGRAPHIE DE L'ÈRE SECONDAIRE DANS LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

La Meseta, le massif hercynien du Haut-Atlas marocain conservent leur puissante individualité. Mais, entre eux, apparaissent deux éléments dont nous suivrons jusqu'au Néogène la permanence et qui sont un bras de mer profond suivant le tracé de la zone subbétique, et une terre émergée occupant et réunissant les massifs de la chaîne Bétique et du nord du Rif.

On n'a pas mentionné de formations liasiques ailleurs que sur le bord de la chaîne Bétique, et les géologues semblent admettre que le dernier ensemble de couches qui y soit représenté est constitué par les assises triasiques de Gador. Toutefois, il ne serait pas impossible que les montagnes entourant Mazarron révèlent l'existence de calcaires du Lias. M. HAVRE, ingénieur de la Compagnie Peñarroya, nous a fait visiter, dans le petit massif séparant Mazarron de Parazuelos, des affleurements de calcaires sans fossiles qui rappellent beaucoup le Lias inférieur par leur faciès et leur aspect. Il s'ensuit que, peut-être, l'émersion de ce massif s'est effectuée, non pas avant, mais au cours même des temps liasiques.

Le sillon relativement profond de la zone bétique se poursuit durant tout le Lias au S.E. des Baléares, et passe notamment, de telle sorte que les terrains actuellement charriés sur l'île de Cabrera s'y sont déposés. Nous avons montré que, selon toute probabilité, une bande de terres émergées a dû limiter ce sillon au Nord, et séparer ses eaux de celles où se déposaient les calcaires massifs et les couches à Brachiopodes du Lias moyen, ainsi que les marno-calcaires du Lias supérieur de Majorque. Il est possible que la barrière dont il s'agit n'ait été formée que d'un chapelet d'îles; aussi la liaison, en une masse continentale unique, de cette terre avec celle qui paraît avoir réuni la Sardaigne, une partie de la Corse (et peut-être le massif de l'Estérel et des Maures), demeure-t-elle hypothétique. Mais le fait important et qui nous paraît acquis est que *le sillon géosynclinal a dû passer à l'Orient des Baléares et qu'il ne s'est pas poursuivi entre ces îles et la côte catalane.*

Les cartes paléogéographiques indiquent d'ordinaire que ce sillon continuant le bras apennin et sicilien du géosynclinal alpin par la Tunisie et la région algéro-marocaine contournait le massif bético-rifain avant d'atteindre les Baléares. Nous avons émis l'hypothèse que la zone relativement profonde caractérisée par la présence des Céphalopodes et des *Pygope* connus dans le faciès alpin occupait la majeure partie de l'espace compris entre les Baléares et l'Algérie, alors que les régions marocaines ne paraissent pas avoir été à ce moment le théâtre d'une sédimentation continue. La mer liasique est, en effet, transgressive sur une partie du Maroc, et ce n'est qu'au début du Domérien qu'elle atteint les confins algéro-marocains. Le dernier jalon où soient connus les dépôts de type alpin se trouverait au S. de Sidi-Bel-Abbès. Nous ne croyons pas qu'il faille y voir autre chose à ce moment qu'une ébauche, alors encore en forme de cul-de-sac, du bras de mer qui, ultérieurement peut-être, passera au S. du Rif.

Par où ont pu, dès lors, arriver jusqu'au Sud de Majorque et jusque dans la Province de Murcie

les faunes du Lias de Sicile? Elles n'ont pas passé par la Provence et la Catalogne où ces faciès spéciaux sont inconnus. Reste l'hypothèse d'une communication directe précisément par le Nord de la Tunisie et le Sud des Baléares jusqu'à la zone subbétique. Il semble d'autant plus naturel de l'admettre que l'existence d'un seuil émergé ou d'une série d'îles, sur le bord baléaire de ce sillon, rend compte des analogies du Lias de Majorque avec celui de la Péninsule.

Quant à la profondeur de la mer dans cette fosse, il serait osé de vouloir l'évaluer.

On a pris souvent l'habitude de prêter aux géosynclinaux des conditions de sédimentation bathyale. Mais si ce cas peut s'y trouver réalisé de façon assez fréquente, il n'est pas général. Le géosynclinal est, par définition, une zone allongée en forme de sillon, dont le fond — pour des raisons, encore obscures du reste — a dû s'affaisser au fur et à mesure que des sédiments s'y déposaient. Bien que les épaisseurs de ces sédiments aient dépassé de beaucoup la profondeur de la mer dans ce bassin, le déplacement vertical de son fond fut suffisant pour que les eaux y conservassent à peu près la même profondeur, durant de longues périodes. Il résulte de la définition même du géosynclinal que ce doit être une *zone occupée en permanence par la mer durant des temps très longs, et où la sédimentation sera continue, sans lacunes stratigraphiques*. Par contre, ainsi que l'a fait du reste remarquer depuis longtemps DACQUÉ, rien n'empêche que, dans certains cas, l'enfoncement du sillon ne se fasse par une succession de saccades, séparées par des périodes où son remblaiement graduel y fera succéder des sédiments de moins en moins bathyaux, aux formations profondes, y amenant dans des circonstances exceptionnelles des dépôts presque néritiques. Le cas du géosynclinal, dont l'affaissement est tel que la série qui s'y dépose est une série compréhensive bathyale, est un cas particulier, et en quelque sorte parfait, qui ne se présente que rarement. Les Alpes en fournissent les meilleurs exemples.

La fixité de la position géographique d'un sillon à travers de longues périodes, et la continuité de la sédimentation qui s'y produit et y réalise des séries compréhensives, étant les caractères essentiels des géosynclinaux, nous nous verrons à plusieurs reprises dans la nécessité de discuter l'usage souvent inconsideré que l'on a fait de ce terme. Il est très probable que, du Lias au Crétacé supérieur, la zone subbétique a été occupée par un géosynclinal; par contre les dépôts secondaires (souvent de faciès profond) qui sont signalés en Algérie ne semblent ni s'être succédé avec continuité, ni s'être déposés dans un sillon de position constante. De même, la zone faible selon l'axe de laquelle coule actuellement l'Ebre ne saurait être assimilée à une zone géosynclinale. Elle jouera au contraire durant tous les temps secondaires et tertiaires un rôle marqué de nombreuses vicissitudes. La mer y avancera ou y reculera; le bassin pourra communiquer, tel un chenal, avec le domaine océanique, ou se réduire à un petit golfe, voire à une région de lacs ou de lagunes. On ne doit en aucune façon parler à son sujet de « Géosynclinal sud-pyrénéen » si l'on veut éviter toutes les conséquences d'un usage impropre de ce terme. L'histoire résumée de cette région que nous retracerons ici justifiera cette réserve.

Au Lias, le bassin aragonais communique par le S. de la Province de Valence avec la bordure septentrionale du géosynclinal. La mer y est déplacée à diverses reprises par des mouvements locaux de transgression et de régression, et ce n'est que temporairement que le golfe entre en communication, par la région de Logroño, avec le bassin atlantique où le Lias inférieur fait défaut [165]. Le terme de « bassin » est du reste pris ici dans un sens très large, car la mer recouvrait la majeure partie des Pyrénées et communiquait librement avec celle qui baignait le S.O. de la France. Toutefois, les épisodes à Brachiopodes, l'abondance des formations dolomitiques et des sédiments détritiques qu'on y a signalés montrent que la profondeur des eaux dans les régions espagnoles de cette mer était faible.

Les rivages S.E. de ce bassin demeurent inconnus. Sans doute les terres émergées qui occupaient une zone allongée de la province d'Alicante à la région de Randa (Majorque) séparaient-elles la mer aragonaise du sillon géosynclinal. Le caractère des sédiments de Minorque nous a

porté à croire que cette île faisait encore partie du bassin qui nous occupe, et ce n'est que parce que nous verrons, dès le Jurassique moyen, prendre naissance une masse continentale réunissant la région baléare au massif corso-sarde et peut-être aux Maures, que nous avons supposé que ce dispositif a pu s'ébaucher dès le Lias (pl. 10, fig. 2).

IV

LE JURASSIQUE MOYEN ET SUPÉRIEUR L'ÉVOLUTION DE LA RÉPARTITION DES TERRES ET DES MERS

L'existence d'un massif important constitué par la Meseta ibérique demeure évidente durant tous les temps jurassiques. De l'autre côté de la mer bétique et rifaine, la Meseta marocaine, sur la bordure de laquelle ne se feront sentir que tardivement des contre-coups de la transgression callovienne, se relie par le Sud de Figuiçaux aux masses continentales qui occupent l'emplacement du Sahara et de la Tunisie. Entre ces deux horsts européen et africain, l'individualisation définitive du massif bético-rifain paraît s'être effectuée. Ses limites septentrionales ne doivent pas dépasser Carthagène et son extension longitudinale paraît avoir été réduite à environ 5 degrés. La carte géologique du Maroc, publiée par M. GENTIL, montre qu'une partie du massif rifain paraît recouverte de Jurassique d'âge indéterminé. Les limites Nord de ce terrain et son faciès ne sont pas encore connus.

La zone émergée, qui existait à l'époque du Lias entre l'extrémité N.E. de la province d'Alicante et Ibiza, persiste, mais l'arrivée de la mer dans le S. de Majorque semble indiquer qu'une communication marine s'est faite, par cette contrée même, entre la région géosynclinale et le bassin aragonais.

S'il est encore incertain que le massif d'Artá ait été exondé au Bathonien, il demeure probable que la mer du Jurassique moyen n'a pas atteint Minorque. L'existence d'une vaste terre réunissant cette île au massif corso-sarde peut être tenue pour possible, et même nous croyons à ses relations avec le massif des Maures, dont la position primitive était évidemment plus méridionale que celle qu'il occupe de nos jours. La région méditerranéenne se trouve ainsi séparée du bassin aragonais et pyrénéen dont la bordure septentrionale était constituée par une mer néritique en relation avec celle du pourtour du Plateau Central.

Les dolomies bathoniennes des Pyrénées sont les derniers sédiments jurassiques qui occupent cette chaîne. Dès la fin du Bathonien il semble que la région où, postérieurement, elle devait prendre naissance, s'est trouvée émergée, séparant ainsi le bassin aragonais de celui de l'Aquitaine. L'extension des eaux marines dans la dépression aragonaise fut suffisante au jurassique moyen pour que persistât sa liaison directe avec la mer Jurassique des régions atlantiques, où M. MENGAUD signale une série jurassique montant jusqu'au Callovien inférieur.

Les communications de ce même bassin aragonais sont encore directes avec la région provençale, et il ne serait pas anormal que les dépôts néritiques qui ceinturent par le N. le massif des Maures et de l'Estérel soient simplement la continuation de ceux, inaccessibles, qui bordaient la terre minorco-corso-sarde entre Minorque et le Midi de la France.

Cette terre s'est trouvée attaquée à l'Est dès le Bajocien, par une transgression qui finit par couvrir une partie de la Sardaigne, puis l'E. de la Corse au Bathonien.

Quant aux régions marocaines et algériennes, nous y constatons la trace d'un double déplacement des mers profondes. Elles gagnent vers le Nord dans la province d'Oran, de telle sorte que les dépôts à faciès profond du Jurassique moyen s'effectuent dans une zone où le Lias n'existe pas, et que les formations dolomitiques succèdent au Lias « alpin » du Sud de Sidi-Bel-Abbès. Au Maroc même, le sillon profond semble s'être étendu vers l'O., puisqu'on en retrouve la trace entre Fez et Rabat. La liaison de cette fosse avec celle qui passait par la zone subbétique était-elle déjà

faite au Jurassique supérieur, et le massif bético-rifain était-il déjà bordé au Sud par un sillon marin? Les observations de M. ABRARD sur les massifs pré-rifains du N. de Meknès nous porteraient à douter de sa continuité au moins dans ces régions. La communication de la mer subbétique avec le reste de la Mésogée devait donc se faire par un autre chenal. Le faciès relativement profond que révèlent les faunes bathoniennes de Cabrera — faunes qui en réalité se sont déposées notablement au S.E. de cette île — nous fait admettre que la haute mer s'étendait au Jurassique moyen comme au Lias, directement de la zone subbétique au Sud de la Sardaigne par le Midi des Baléares.

Dès le Jurassique supérieur, nous voyons s'accuser les traits de la géographie, esquissés au Lias et au Jurassique moyen.

Le massif de la Meseta ibérique paraît augmenter de surface par le fait du retrait de la mer qui l'entoure. L'île bético-rifaine conserve à peu près ses contours du côté européen; mais la zone émergée qui reliait la province d'Alicante à Ibiza disparaît sous l'attaque de la transgression oxfordienne qui effleure Majorque par le N.O. Par contre, la majeure partie de la grande Baléare et Minorque se trouvent émergées, après l'Oxfordien ou le Rauracien, et peut-être rattachées à la terre corse-sarde.

La dépression aragonaise devient un vrai golfe, tant du fait de l'émersion partielle de la région pyrénéenne, que du fait que ses communications avec le bassin atlantique sont coupées. Durant la fin du Jurassique il ira se rétrécissant, mais ses communications avec la région française demeurent encore effectives, puisque les faunes jurassiennes y pénètrent à l'Oxfordien et au Séquanien. Toutefois, dans le domaine pyrénéen, l'accroissement de la zone émergée, qui devait dépasser les rives actuelles de la Catalogne, a dû réduire graduellement la largeur du chenal, dont l'existence même pourra être mise en question au Tithonique. L'abandon progressif du bassin aragonais par les eaux marines, entre le Bathonien et le Néocomien, est un des faits les plus remarquables de l'histoire géologique de la Péninsule.

La transformation des lignes de rivage en Algérie, en Tunisie et au Maroc semble marquer, dans son ensemble, un décalage de la partie profonde de la mer vers le S., c'est-à-dire qu'elle empiète sur les confins algéro-tunisiens, alors qu'elle passait précédemment au large des côtes actuelles.

Nous la retrouvons à peu près dans le même lit qu'au Jurassique moyen dans l'O. du département d'Oran. Mais son existence au Maroc demeure incomplètement connue.

D'après M. P. RUSSO¹, le Jurassique moyen serait transgressif sur le Trias dans la moyenne vallée de la Mlouya et supporterait le Jurassique supérieur. Dans les massifs pré-rifains du N. de Meknès, M. ABRARD a, par contre, observé la série jurassique, du Domérien au Bajocien inclus, ce dernier niveau étant recouvert en concordance par le Burdigalien. Il s'ensuit que, si l'existence d'une zone géosynclinale occupée par la mer profonde ou, au moins, occupée en permanence par la mer, doit être admise dans ces parages, elle doit passer plus au N. sous les dépôts miocènes, ou sous les nappes charriées, ce qui rend particulièrement difficile la démonstration de son existence.

Le Tithonique est caractérisé par l'exagération des particularités dont nous venons de noter l'apparition. Le golfe aragonais est réduit à sa plus simple expression, la presque totalité de la péninsule ibérique est exondée, hormis la zone subbétique et les domaines océaniques du Portugal dont nous n'avons pas à nous préoccuper ici. Il est fort possible que le chenal mettant en communication la Catalogne avec le S. de la France soit complètement interrompu et que la terre corso-sarde se relie au N. par les Maures et au S. par Minorque à la région pyrénéenne émergée. La diminution de profondeur de la mer a permis l'établissement d'un régime récifal dans le

¹ P. Russo, Esquisse de la constitution de la vallée moyenne de la Moulouya (*B. S. G. F.* (4), t. XXI, 1921, p. 61).

Languedoc, fait qui confirmerait dans une certaine mesure l'hypothèse d'une liaison continentale entre le massif des Maures et les Pyrénées.

Malgré tous ces mouvements régressifs de la mer, la transgression tithonique n'en demeure pas moins un fait indéniable, dans les dépendances immédiates du bassin méditerranéen. Insensible, à Ibiza qui était déjà occupée par la mer, et où elle ne se marque peut-être que par un accroissement de profondeur, elle couvre une partie de Majorque et s'étend dans la zone subbétique jusque dans la province de Cadix. Le faciès des fausses brèches roses et vertes, voire violacées, se retrouve associé aux mêmes faunes en Tunisie, ainsi qu'au N. du Chott el Hodna. Le dernier jalon certain de ces formations paraît exister entre Sidi-Bel-Abbès et Tlemcen. Nous ne connaissons jusqu'ici nulle preuve de l'existence de dépôts tithoniques à Céphalopodes dans la zone supposée du géosynclinal marocain. Il n'est pas impossible qu'on les y trouve; néanmoins nous croyons pouvoir conclure encore, des faits résumés dans les pages qui précèdent, que *le sillon permanent, occupé par les faunes méditerranéennes durant tout le Jurassique, peut se suivre de l'extrémité S.O. de la zone subbétique à la Sicile par le Midi des Baléares. Il n'a jamais passé entre cet archipel et la côte catalane et a montré dans sa position une fixité presque absolue durant le Jurassique.*

Il n'en est pas de même de la mer qui recouvrit l'Afrique du Nord française et qui, dans la région algéro-tunisienne, ne paraît avoir été qu'une dépendance du géosynclinal ou mieux le simple bord méridional de ce géosynclinal.

Bien que nous ne soyons pas qualifié pour formuler des opinions motivées sur la géologie du Maroc, il semble, d'après les travaux publiés jusqu'ici, que le tracé de la mer jurassique s'y est montré variable et que la série sédimentaire est conséquemment à peu près partout incomplète. Il n'aurait donc pas existé une aire d'affaissement occupée par un sillon à sédimentation continue de façon aussi nette au S. qu'au N. du massif bético-rifain.

Quant au bassin aragonais, ses vicissitudes, terminées par son émergence presque complète à l'époque tithonique, ont montré que, au moins en ce qui concerne les temps jurassiques, il ne saurait être question de le qualifier en tout ou en partie de géosynclinal.

Bien que l'hypothèse par laquelle nous imaginons l'existence d'un massif unique, reliant la Corse, la Sardaigne, les Maures, le N.E. des Baléares, et momentanément la région pyrénéenne, localement recouvert par des mers épicontinentales, soit plutôt le fait d'interprétations contestables en elles-mêmes, que le résultat d'observations, qui d'ailleurs ne peuvent être que fragmentaires, il paraît intéressant de la retenir parce que l'existence de cette masse continentale se trouvera démontrée au cours des temps tertiaires et que son individualisation durant le Jurassique semble possible et même rationnelle (pl. 10, fig. 5).

V

LA MER NÉOCOMIENNE

L'EXTENSION DU FACIÈS WEALDIEN DANS LA DÉPRESSION ARAGONAISE

L'histoire des temps crétacés verra se reproduire, selon les phases de transgression ou de régression qui caractérisent cette période, les principales modifications dont nous venons de mentionner la succession au Jurassique. Les massifs hercyniens conservent leur individualité, le géosynclinal son tracé, le golfe aragonais son caractère de bassin en dépendance directe de la Méditerranée, séparé, au moins durant la majeure partie des temps crétacés, du golfe de l'Aquitaine par la région pyrénéenne émergée.

Les débuts du Néocomien correspondent à la phase de régression maxima des mers. La vaste masse émergée de la Meseta se relie aux régions pyrénéennes et par elles au massif corso-sarde, dont la bordure avoisine Minorque ou l'atteint en partie. Dans la zone aragonaise, jadis occupée par la mer jurassique, s'est établi un régime lacustre spécial qui reproduit ici le faciès du Weald

anglais. Ces lacs et ces marécages sont disposés sensiblement de la même façon durant la période de régression néocomienne que le seront les lacs tertiaires pendant la régression nummulitique. Ils occupent toujours la zone instable que nous dénommons par extension bassin aragonais. Les formations wealdiennes s'étendent, plus ou moins irrégulièrement réparties, dans toute cette dépression, de la Catalogne aux Asturies.

Quant au massif bético-rifain, les avis sont partagés sur son compte. R. DOUVILLÉ le croit immergé et admet qu'une mer profonde en occupe l'emplacement actuel. Il n'y a pas de raison d'admettre cette hypothèse plutôt que celle de la persistance en ces parages d'un massif individualisé, bordé au N. par la zone affaissée, géosynclinale, des régions subbétiques. Si l'on admet, par contre, que les terrains charriés de la chaîne subbétique proviennent de la couverture du massif bético-rifain, leur caractère bathyal conduira logiquement à la conclusion de notre regretté confrère. Mais rien n'est moins certain. Nous discuterons plus loin le côté tectonique du problème; dès maintenant nous ferons remarquer que, si les travaux de la Mission d'Andalousie ont établi l'existence, sous des dépôts du Nummulitique néritique transgressif de Velez Malaga, de lambéaux de Tithonique et de Crétacé, ce fait peut aussi bien être interprété comme dû à une transgression locale. Nous admettrons l'existence d'une île bético-rifaine émergée dans la mer crétacée, île dont la superficie a été plus ou moins réduite par la transgression tithonique et qui conservera à peu près au Néocomien ses dimensions de la fin du Jurassique, sauf en ce qui concerne la région rifaine où la carte de M. GENTIL ne montre aucune formation néocomienne, sur la vaste étendue des terrains jurassiques.

La mer néocomienne était resserrée entre le massif bétique et la bordure méridionale de la Meseta, mais le géosynclinal paraît avoir laissé des traces au voisinage immédiat de la chaîne bétique, une assez large zone littorale demeurant entre sa limite septentrionale et le massif de la Meseta. Il est important de remarquer dès maintenant que la largeur de ce chenal a été réduite dans une forte proportion par les phénomènes orogéniques et qu'une zone néritique devait border le géosynclinal au S., puisqu'en certains points R. DOUVILLÉ a observé sur le Néocomien à faciès profond des terrains néocomiens à faciès littoral, charriés du S. vers le N.

La discontinuité des formations néocomiennes du N.O. de l'Afrique, l'impossibilité de supposer une branche de géosynclinal réunissant le S.E. de l'Espagne au Languedoc, le fait, enfin, que les dépôts du Néocomien à faciès profond des Baléares se sont formés à l'Orient de ces îles, nous obligent à admettre que la haute mer du Crétacé inférieur s'étendait encore au S. de cet archipel.

Le sillon géosynclinal, devenu plus profond à en juger par sa faune, passait donc directement du Midi de la province d'Alicante en direction de la Sicile. La bordure néritique septentrionale se place vers la limite des provinces d'Alicante et de Valence et dans la partie N.O. d'Ibiza. Il n'est pas certain qu'elle ait atteint Minorque au début du Crétacé, mais elle l'atteignait au cours du Néocomien. Le golfe, dont l'extrémité occupait la basse vallée de l'Ebre, paraît avoir été une dépendance directe de cette zone littorale bordant le sillon profond.

Il n'y a pas de raisons d'admettre qu'une terre émergée séparait le géosynclinal méditerranéen de l'Algérie et de la Tunisie. Les formations du Néocomien à Céphalopodes de ces deux pays, formations qui sont si complètement identiques à celles des Baléares, représentent donc la bordure méridionale du sillon méditerranéen. La zone profonde est du reste moins large qu'au Tithonique, ainsi qu'il ressort de la répartition du faciès néritique, dont les limites en Algérie et en Tunisie sont nettement décalées vers le N.

Nous ne connaissons pas assez bien la géologie du Maroc pour formuler des hypothèses quant à l'emplacement de la mer néocomienne dans cet empire. L'absence de dépôts entre le Bajocien et le Burdigalien au N. de Meknès laisse cependant supposer, soit que les eaux contournaient de plus près le massif du Rif, soit qu'elles s'étendaient au contraire beaucoup plus au S. et que l'affleurement du Cap R'ir représente un jalon de leur tracé. Cette dernière interprétation paraît s'imposer à la lecture de la carte de M. GENTIL.

VI

LA FIN DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR. — APPARITION DU FACIÈS URGONIEN

A une date qui n'a pas encore été déterminée exactement, mais qui oscille entre le début et la fin du Barrémien, la mer gagne sur les terres qui l'entourent. *Le géosynclinal conserve le même tracé, mais sa bordure néritique s'élargit par transgression et se peuple d'organismes spéciaux* : Orbitolines et Pachyodontes. Comme dans les parties alpines de la mer de cette époque, le sillon profond est ainsi bordé d'une marge de formations urgoniennes. Le retour des eaux marines dans le golfe aragonais y établit ce régime, qui succède directement à celui du Wealdien et s'étend d'emblée jusqu'au delà de Saragosse, peut-être même jusqu'à rejoindre la mer des dépôts urgoniens de Santander. La limite septentrionale du sillon profond dans les zones subbétique et baléaire demeure à peu près inchangée ; par contre la mer se déplace fortement vers le S., en Algérie et en Tunisie. Il est probable qu'elle s'est étendue largement sur le Maroc. Mais il nous semble encore devoir admettre que le massif bético-rifain persista plus ou moins réduit pendant cette période, puisqu'on n'a aucun indice qu'il eût été immergé, et que la carte du Maroc n'en montre de dépôts que très au Sud du Rif.

La région Nord-pyrénéenne n'est atteinte par la transgression des couches urgoniennes que lors de l'Aptien. Au Barrémien, la liaison directe de la région pyrénéenne avec le massif des Maures et de l'Estérel comme avec celui de Corse et de Sardaigne peut être admise comme un héritage des temps précédents. Mais, à l'Aptien, la transgression gagne la zone Nord-pyrénéenne et une frange de sédiments urgoniens vient s'y déposer ; il est difficile de savoir si cette modification s'accompagne de la création d'une communication marine entre le golfe aragonais et la région des Corbières ou si la zone émergée qui devait plus tard donner les Pyrénées est demeurée solidaire du massif qui unissait la Provence, la Corse et la Sardaigne.

VII

LE CRÉTACÉ MOYEN, L'ÉMERSION DES BALÉARES, LE PRÉLUDE DU RENVERSEMENT
DU DÉBOUCHÉ DU GOLFE ARAGONAIS

Le Crétacé moyen, qui débute par un approfondissement du géosynclinal à hauteur de Majorque, montre du même coup des indices d'émergence locale au voisinage immédiat des parties les plus profondes de ce sillon. L'instabilité des conditions de sédimentation se traduira, peut-être à l'Aptien, puis dès le Gault supérieur, par une diminution de profondeur de la mer en certains points, et par l'émergence des régions correspondant à l'E. de Majorque et à Minorque. Le géosynclinal tend à se décaler vers le S., et l'on sait qu'au Cénomanien où la majeure partie des Baléares sera exondée ou occupée par des eaux peu profondes, c'est dans les régions tunisiennes que se trouvera la mer à Céphalopodes. Son contour, son extension vers le Maroc et sa position en Algérie sont encore mal définis.

Le golfe de l'Aragon va subir des vicissitudes variées ; mais, dans l'ensemble, le Gault et le Cénomanien y revêtent le faciès zoogène à Rudistes et Ostracés et y marquent nettement une transgression, qui correspond bien à la diminution de profondeur du géosynclinal bétique. Tout se passe comme si le mouvement de descente du fond de ce géosynclinal se trouvait arrêté à partir du Gault dans tout le S. de la péninsule.

VIII

FIN DE LA PÉRIODE CRÉTACÉE

Nos recherches ne nous ont pas permis d'apporter de renseignement nouveau sur l'histoire de la fin des temps secondaires. Nous nous bornerons à insister sur deux faits importants qui touchent à l'existence du massif minorco-corso-sarde et à celle du bassin aragonais

La Meseta ibérique demeure émergée, la continuité de la sédimentation dans le sillon subbétique est incertaine, sauf dans une zone très étroite. Le massif bético-rifain est vraisemblablement émergé, mais son extension vers l'E. est impossible à établir. Les Baléares sont émergées, et seul y a subsisté un lambeau de couches à *Micraster* conservé dans la région d'Arta, c'est-à-dire dans la partie des terrains de l'archipel dont le lieu de sédimentation a été le plus méridional. *Ce lambeau nous paraît établir que, lorsque la mer néocrétacée se retira des Baléares, elle gagna le S., ou en d'autres termes, que la mer, au lieu d'avoir abandonné complètement la zone comprise entre les Baléares et l'Algérie, a subi un simple retrait vers le Midi.* Dans les temps qui succédèrent au dépôt des couches à *Micraster*, l'absence de tout sédiment marin aux Baléares peut donc s'expliquer, non par le fait que la mer avait gagné le N. de l'archipel, mais par son retrait vers le S. Cette interprétation serait d'ailleurs en corrélation avec la grande extension des formations néocrétacées en Algéro-Tunisie. A cette époque encore, on pourrait admettre l'existence d'un seul bassin marin compris entre le massif corso-minorco-sarde (plus ou moins étendu vers l'O. du fait de la régression) et la limite méridionale de la mer qui occupait l'Algérie et la Tunisie.

Le massif émergé unissant la terre corso-sarde à Minorque était-il relié à la partie émergée de la région pyrénéenne ? Les données admises quant à la paléogéographie du Crétacé dans le S. de la France autorisent à le croire. La communication des mers occupant l'E. de la Meseta avec le bassin crétacé de l'Aquitaine devait dès lors se faire par le bassin aragonais graduellement amplifié et étendu, depuis le Crétacé moyen et surtout depuis la transgression sénonienne qui a été mise en lumière dans tout l'Aragon et dans la Catalogne par les beaux travaux de l'éminent stratigraphe catalan, feu L.-M. VIDAL.

Cette transgression va se poursuivre jusqu'au Maestrichtien où elle atteindra le S.O. des Pyrénées, et la profondeur du chenal ira croissant au voisinage de la chaîne, alors qu'au contraire l'émersion du Sud de l'Aragon et des abords méridionaux de la Catalogne s'effectuera progressivement depuis le Sénonien.

Bien que nous n'ayons pas fait d'observations personnelles à ce sujet, nous croyons pouvoir expliquer par cette évolution, dessinée durant la fin du Crétacé, le fait que, dès le début du Tertiaire, le S.E. de l'Aragon se trouve émergé et que le golfe qui va occuper le S. des Pyrénées durant tout l'Eocène sera tributaire des régions atlantiques et se présentera comme un diverticule Sud-Pyrénéen de la fosse aturienne. Ce renversement du débouché du golfe aragonais — qui du reste ne mérite plus ce nom à l'Eocène inférieur parce qu'il est localisé à l'autre extrémité du pays — se place à la fin du Crétacé. C'est un fait acquis avant même le début du Tertiaire.

L'accroissement momentané de la profondeur de ce chenal, puis de ce golfe au voisinage des Pyrénées ne saurait justifier le terme de « géosynclinal » qu'on lui a fréquemment appliqué. Il n'a pris naissance qu'après le Crétacé moyen, et s'est déplacé jusqu'au Tertiaire. Si durant le Nummulitique inférieur il semble montrer une certaine fixité, nous allons montrer qu'il fut en définitive trop fugace pour qu'on y voie autre chose qu'un golfe. Il est permis de se demander si le golfe Nord-pyrénéen mérite bien le nom de géosynclinal qu'on lui donne communément.

IX

LES TRANSFORMATIONS DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE
AU COURS DE LA PÉRIODE NUMMULITIQUE

Nous avons déjà relevé le fait, normal dans la zone de plissement des chaînes tertiaires eurasiques, mais qui demeure inexpliqué, de l'absence des terrains nummulitiques anté-lutéliens dans toute la zone subbétique et aux Baléares.

Dans quelles limites se trouvait alors cantonnée la mer? passait-elle entre les Baléares et l'Algérie? Il serait bien difficile de le dire. Toutefois, nous verrons que la transgression qui débute au Lutélien et se poursuit jusqu'à l'Oligocène semble venir du S.E. des côtes d'Espagne.

Le golfe Sud-pyrénéen existe dès le début de l'Eocène. Il va s'allonger graduellement dans une position symétrique de celui qui, au N. des Pyrénées, s'étendra peu à peu jusqu'aux Corbières. L'individualité du golfe des Corbières fut établie par les travaux de M. DONCIEUX. L'orientation et le débouché atlantique du golfe Sud-pyrénéen ont été démontrés par M. DEPÉRET qui a défini, en particulier, la position des formations lagunaires et d'eau douce qui ceinturent son extrémité S.E. Nous croyons avec le savant doyen de la Faculté des Sciences de Lyon qu'on ne saurait voir dans ce golfe un chenal communiquant au S.E. avec les régions méditerranéennes, comme le veut M. CHEVALIER. Au reste quelle eût été la mer nummulitique avec laquelle ce chenal se fût trouvé en relation, dans un temps où elle était précisément rejetée si loin dans le Sud? Au lieu que l'hypothèse d'un golfe ouvert vers les régions cantabriques rend parfaitement compte, et de la ceinture de dépôts, saumâtres ou lacustres, qui entoure l'extrémité S.E. du bassin nummulitique aragonais, et de la communication terrestre qui a servi de passage aux faunes de Mammifères dont on retrouve les traces sur la péninsule espagnole.

A la fin de l'Eocène, la surrection de la chaîne des Pyrénées coïncide avec la fermeture des communications entre le golfe Sud-pyrénéen et la fosse aturienne. La dépression aragonaise n'en subsiste pas moins, mais, comme cela s'était produit lors de la phase régressive par laquelle débute le Néocomien, elle va être occupée durant l'Oligocène et une partie du Miocène par un ensemble de lacs. Si la liaison continentale de la péninsule avec les Baléares et le massif corso-sarde peut paraître hypothétique à l'Eocène, elle est certaine lors de l'Oligocène inférieur et moyen, ainsi que le démontre la répartition des faunes de Vertébrés. *C'est du S. et du S.E. que la mer, qui, à l'Eocène, avait déjà étendu son domaine sur la zone subbétique et sur la partie la plus méridionale des terrains, ultérieurement charriés, des Baléares, va marquer et accentuer son mouvement de transgression.* Dans la zone subbétique comme aux Baléares, les couches oligocènes transgressives reposeront en discordance angulaire sur des terrains secondaires plissés. Elles gagneront vers le N. et formeront un vaste golfe atteignant Tolède et Cuenca, au S. de notre ancien bassin aragonais, qui, lui, ne paraît pas avoir subi l'invasion marine de la fin du Nummulitique, sauf, peut-être, dans la partie inférieure de la vallée de l'Ebre.

L'histoire paléogéographique du Tertiaire algéro-marocain est trop complexe pour que nous tentions de la résumer ici. Nous n'en retiendrons que quelques faits saillants, d'après les esquisses d'ensemble de M. DALLONI.

M. HAUG admet que la zone selon laquelle la mer tertiaire fait suite en toute continuité à la mer néocrétacée s'observe au S. des chaînes côtières de Tunisie, d'Algérie et du Maroc. Ces chaînes côtières au contraire comportent de l'Eocène transgressif, apparemment venu du S. La mer éocène qui atteint la région subbétique et le S. des Baléares provient-elle d'une extension considérable de cette transgression, ou bien un chenal a-t-il persisté durant l'Eocène inférieur à l'emplacement de l'ancien géosynclinal secondaire?

Toujours est-il que la mer oligocène paraît avoir réoccupé à peu près le tracé de ce dernier. Elle ne subsiste que sur la partie N. et N.E. de la Tunisie et évacue complètement l'Algérie à l'exception du golfe tongrien de la vallée du Chélif.

Après un changement très profond dans la position des mers à l'Eocène, on constate donc leur retour sur les positions qu'elles occupaient auparavant. Mais elles empiètent sur les masses continentales et, soit dans l'arc alpin, soit sur son prolongement, elles attaquent la vaste terre qui réunit la vallée du Rhin, le Massif Central et la Provence au massif corso-sarde et à l'Espagne.

X

DE QUELQUES RÉGIONS OU L'ON OBSERVE DES PHÉNOMÈNES OROGÉNIQUES ANTÉ-OLIGOCÈNES

Ce résumé n'a pour but que de situer dans l'histoire paléogéographique les mouvements orogéniques. Bien que n'en faisant pas ici l'étude, nous ne saurions nous dispenser de les mentionner.

Sans doute les vastes déplacements des mers anté-lutésiennes ont-ils été provoqués par une série de mouvements qui dépassent en importance les oscillations d'ensemble qui provoquaient les changements géographiques au cours de l'ère secondaire. Mais on manque en général de renseignements sur ces mouvements.

L'importance des cours d'eau éocènes qui ont formé les conglomérats côtiers de la bordure S. du golfe Sud-pyrénéen a fait supposer à M. Marcel CHEVALIER qu'un massif important existait alors entre le S.E. de la Catalogne et les Baléares [97]. Cette hypothèse coïncide assez bien avec nos conclusions paléogéographiques.

On a vu, d'autre part, dans notre étude de la Sierra de Majorque, que les terrains lacustres oligocènes et l'Oligocène supérieur marin y reposent en discordance angulaire très forte sur le Secondaire plissé. Quelle est la direction de ces plis? Nous n'avons encore pu la déterminer dans les endroits où les formations oligocènes transgressives permettent de les dater. Mais nous avons établi l'existence de plis anté-burdigaliens dans la Série I de Majorque et d'accidents anté-burdigaliens à Minorque. Les premiers paraissent être orientés S.E.-N.O., les seconds presque S.N. Cette direction ne se retrouve nulle part au Tertiaire dans la région méditerranéenne. Mais les tout récents travaux de M. JOLY¹ laissent prévoir une corrélation possible entre les plissements et les chevauchements — malheureusement non datés — qu'il signale vers Montalban, et nos plis antéburdigaliens de Majorque.

Nous n'avons pu davantage préciser la direction de la poussée qui a provoqué les plis sur lesquels reposent en discordance les couches à *Lepidocyclus elephantina* M.-CH. de la Province d'Alicante. Ils paraissent être d'âge anté-aquitainien. Par contre on a reconnu l'existence en Algérie de tout un système de plis d'âge pyrénéen, dans l'Ouarsenis et son prolongement.

Quel que soit l'âge exact des plis anté-burdigaliens des Baléares, il importe de remarquer que les plissements d'âge pyrénéen se sont produits sur une zone, ou, si l'on veut, principalement aux deux bords d'une zone qui embrasse toute la Méditerranée et mesure plus de 800 kilomètres de large. Ils se sont produits avec une intensité particulière dans les Pyrénées, mais, entre cette chaîne et l'Ouarsenis, ils ont affecté la dépression aragonaise (Sierra de Cuenca, Teruel, etc.) et Majorque. La zone tout entière a subi ces pressions. Mais le détail de leurs orientations locales demeure inconnu.

¹ H. JOLY, Sur l'existence de phénomènes de charriage à l'extrémité orientale de la chaîne ibérique, près de Montalban (*C. R. Ac. Sc.*, t. CLIV, p. 820, 1922).

XI

LA TRANSGRESSION NÉOGÈNE DANS LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

Nous avons montré, dans la première partie de cet ouvrage, que c'est au début du Néogène, sans doute au Burdigalien, que se fait la modification subite et, en quelque sorte brutale, par laquelle commence à se réaliser dans la Méditerranée occidentale le dispositif géographique que nous y connaissons actuellement. La mer continue d'occuper la zone subbétique et contourne en même temps par le S. le massif bético-rifain; mais le golfe de Tolède disparaît, et un large chenal s'ouvre, entre le haut fond jalonné d'îles qui occupe l'emplacement des Baléares, et la côte d'Espagne, sur le contour actuel de laquelle ses eaux empiètent à peine. Ce chenal, tranchant la chaîne pyrénéenne en deux tronçons — les Pyrénées d'une part, les montagnes de Provence d'autre part — se continue : au N. par la mer, arrivée déjà à l'aquitainien à Carry, puis par celle, burdigalienne et helvétique, du bassin rhodanien; à l'E., par un bras qui va couper la région provençale du massif corso-sarde. S'il est démontré que les massifs de l'Iglesiente et de Sassari correspondent à un rivage, on pourra admettre la persistance d'une partie de la terre qui unissait le massif corso-sarde à Minorque, la ligne de séparation des assises néogènes et secondaires de cette île représentant alors la limite S.O. du massif.

La mer s'étend au S., depuis ces parages jusqu'en Algérie, où elle recouvre une partie des plis pyrénéens qui viennent de se former. La partie principale de ceux-ci émerge pourtant.

Au Tortonien correspond une phase régressive dans le bassin péri-alpin. Il en est de même dans les Baléares, que l'on attribue ou non à cet étage les formations à *Pithocerithium* de Majorque ou d'Ibiza. En effet, dans l'affirmative le fait est démontré puisque ces fossiles sont l'indice d'une dessalure des eaux. Si au contraire les suppositions de M. DARDER se trouvaient vérifiées, et si c'était l'Helvétien qui se trouvait être le terrain recouvrant en transgression toutes les autres formations, c'est-à-dire si les couches à *Pithocerithium* n'étaient que la trace d'un épisode de dessalure des eaux au Vindobonien inférieur, auquel aurait succédé un nouveau mouvement positif de la mer à *O. crassissima*, on serait amené à conclure que cet Helvétien est le dernier niveau marin qui soit représenté dans l'archipel, ce qui reviendrait à démontrer que, au Tortonien, il s'est trouvé complètement émergé. De toutes manières donc, le Tortonien coïncide aux Baléares, avec un retrait de la mer soit simplement ébauché, soit complet.

On admettait, depuis les travaux de MM. KILIAN et BERTRAND, que cet étage correspondait aussi à une phase régressive dans le bras de mer ou détroit Nord-bétique. Pour M. GENTIL, au contraire, le Tortonien serait le niveau correspondant à la plus grande extension des eaux, non seulement dans le détroit Nord-bétique, mais aussi dans le détroit Sud-rifain qui a eu la même histoire au Néogène. Il semble d'ailleurs que les divers auteurs ne prêtent pas exactement la même signification aux termes stratigraphiques qu'ils emploient en traitant du Miocène.

XII

LES PHÉNOMÈNES OROGÉNIQUES NÉOGÈNES DANS LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

Nous ne saurions aborder le fond de cette question, faute d'en connaître tous les éléments. Aussi bien les conclusions de ce Mémoire n'ont-elles pour but que de servir d'introduction à une telle étude. Nous nous bornerons donc à énumérer les principaux faits acquis pour situer ceux dont nous apportons l'exposé dans le cours de ce volume.

On admet, depuis les synthèses de SUSS, que les Alpides trouvent leur continuation tectonique dans les Apennins, la Sicile, la Tunisie, l'Atlas, les montagnes qui entourent le Rif,

celles de Tanger et de Gibraltar, puis la chaîne subbétique. La terminaison de ce long complexe montagneux serait un rameau libre que l'on connaît du Cabo de la Nao à Ibiza et à Majorque, Minorque étant, d'autre part, un élément tout à fait étranger à cette chaîne.

La partie N.E. de la Corse, l'île d'Elbe et l'Apennin montrent des charriages poussés de l'O.-S.O. à l'E.-N.E. La Sicile en comporterait d'autres qui prolongeraient ces derniers, suivant une vaste incurvation, les amenant à être orientés presque N.S. vers Palerme, toujours centrifuges par rapport à la fosse tyrrhénienne. SUESS suppose que l'île volcanique de Pantellaria marque un point de rebroussement séparant ce système de plis, de nouveaux faisceaux qui reprennent dès le bord N.E. de la Tunisie une disposition N.E.-S.O. pour acquérir dans l'Atlas une orientation parallèle à la côte algérienne.

MM. TERMIER et BOUSSAC ont émis l'hypothèse ingénieuse que le renversement de la direction des charriages qui s'observe dans l'Apennin ligure provenait du fait que le pays dinarique jouant le rôle d'arrière-pays et se déplaçant ici de l'E. à l'O. aurait poussé les charriages alpins vers l'O. en chevauchant leurs racines, mais que, à partir de la Ligurie, il se serait inséré sous la prolongation vers l'E. du massif corso-sarde, provoquant ainsi en quelque sorte, par l'inertie de ce dernier, les charriages de Corse, de l'île d'Elbe et de l'Apennin orientés O.E. Cette explication paraît plausible en ce qui concerne le N.O. de l'Apennin. Elle est plus difficile à étendre aux charriages de sa partie méridionale et surtout à ceux de Sicile. Elle est intéressante pour nous, parce que, si la poussée contre le massif corso-sarde a débuté avant le Burdigalien, ce que l'existence des charriages anté-burdigaliens d'Avignon rend probable¹, elle pourrait expliquer dans une certaine mesure les plis et les ruptures d'orientation subméridienne que nous avons mentionnés sous le Burdigalien transgressif à Majorque et surtout à Minorque. Ces accidents en représenteraient le contre-coup lointain.

Nous n'essaierons pas de discuter les diverses interprétations de la tectonique de l'Algérie et de la Tunisie au sujet desquelles des désaccords fondamentaux prouvent, semble-t-il, que la somme des faits connus n'est peut-être pas suffisante pour permettre une synthèse exacte de ces régions. Il sera nécessaire, par contre, de retenir quelques-unes des conceptions récemment publiées par MM. LUGEON, JOLEAUD et GENTIL sur les montagnes pré Rifaines, puis par M. GENTIL sur les chaînes subbétiques.

Toutefois, pour la clarté de l'exposition, nous reprendrons nos observations personnelles sur les Baléares comme point de départ de l'analyse très rapide des théories de ces savants.

On a vu, chapitre XXIII, que l'île de Minorque peut être considérée comme formée de terrains autochtones, alors que Majorque et Ibiza sont constituées par des imbrications et des nappes poussées du S.E. au N.O.

Selon que ces charriages sont supposés de grande ou de petite amplitude, il faut attribuer au déplacement minimum total une valeur de 130 à 150 kilomètres, ou seulement de 60 à 80.

Mais si tant est que Minorque soit en place, il faut admettre que ces plissements ou ces imbrications, qui témoignent d'un déplacement tangentiel encore important, vont s'annuler complètement dans le court espace de 40 kilomètres qui sépare les deux îles, ou se poursuivre graduellement, mais rapidement atténués, sous les flots, au S. de Mahon.

Même en admettant l'hypothèse des charriages les moins étendus, il est très troublant de constater cette indépendance tectonique d'une région si rapprochée, alors que des plis et des accidents, qui semblent, par leur direction et leur âge, appartenir au complexe des Alpides, et en représenter l'écho éloigné, se rencontrent vers Tortosa et Cardó, plus de 250 kilomètres plus au N.O. L'indépendance de l'extrémité S.O. du massif minorco-corso-sarde, par rapport à la zone de plissement des Alpides, est un phénomène en tous points remarquable, et paraît mériter un examen approfondi des raisons qui ont pu le déterminer.

¹ MM. TERMIER et BOUSSAC ont d'ailleurs établi l'âge anté-rupélien des charriages de la Ligurie.

Le dispositif « en écailles » de l'île d'Ibiza continue, sinon par les mêmes éléments tectoniques, du moins par un style analogue, les dislocations de la Sierra de Majorque.

On sait que M. GENTIL, étendant et amplifiant les conclusions de NICKLÈS, a tenté une vaste synthèse de la chaîne subbétique [127]. Il admet que les charriages de la région de Jaen, décrits par ROBERT DOUVILLÉ, se poursuivent vers l'Est par ceux de Caravaca, et que les dislocations, d'apparence incohérente, que l'on observe entre Villajoyosa et le Cabo de la Nao doivent être interprétées comme leur prolongement vers les Baléares. Ses observations lui ont fait conclure, d'autre part, au prolongement de ce régime jusque dans la province de Cadix, et, par Gibraltar, jusque dans les chaînes pré-rifaines, charriées, comme les Nord-bétiques, dans une direction centrifuge par rapport au massif bético-rifain.

En ce qui concerne la Province d'Alicante, il est indéniable que l'on y relève des accidents (Sierra Helada, Sierra de Bernia, Cerro de Hotla, Punta de Ifach) qui paraissent devoir être attribués à des phénomènes de charriage ou à leur répercussion immédiate. Seule une étude détaillée de cette région permettrait de décider s'il faut y voir, comme nous serions porté à le faire, une bordure en place, un avant-pays disloqué par des plis et des « décollements » locaux qui se seraient produits sous la poussée de nappes dont l'élément principal serait effondré au large de la côte de Villajoyosa, ou bien, comme l'impliquent les affirmations de M. GENTIL, un vrai « pays de nappes ». Cette dernière hypothèse, qui est basée, en majeure partie, sur les contacts incohérents du Trias avec les sédiments d'âge variable qui reposent sur lui, impliquerait l'extension de ce régime très loin vers le N., jusqu'à des régions manifestement autochtones. Dans son ampleur, elle paraît au moins imprudente et prématurée. Mais elle contient certainement beaucoup de vrai. Avec des atténuations et des restrictions que pourront seules suggérer des études sur le terrain, c'est la notion de charriages qui rendra le mieux compte des phénomènes observés.

M. GENTIL admet que les racines des charriages andalous sont à rechercher dans le versant S.E. de la Serrania de Ronda, dans le massif silurien de Malaga, au S. de la Sierra Nevada. Cela obligerait à admettre qu'elles se poursuivent par le Sud de la Sierra de Los Filabres, par la région de Cuevas de Vera et de Aguilas. Or, dans ces localités, en dépit des dislocations du Trias qui repose sur le Cristallin du massif bétique, cette interprétation paraît bien difficile à adopter. Il faudrait, enfin, admettre le charriage, sur l'Oligocène, de toute la Sierra silurienne de las Estancias, entre Lorca et Velez Rubio. Pour autant qu'on peut en juger par une brève excursion, cette disposition nous paraît assez invraisemblable. Enfin, l'explication de M. GENTIL implique que, durant les temps secondaires, toutes les assises qui occupent la zone bétique auraient dû se déposer dans une mer qui eût recouvert en majeure partie le massif cristallin bétique.

Il est certain que l'on ne possède actuellement aucune preuve de l'existence d'une ligne de rivages durant le Secondaire au pourtour de ce massif et que les réserves faites par R. DOUVILLÉ à ce sujet demeurent valables. Toutefois, mécaniquement, il est très difficile de comprendre la formation des nappes périphériques par rapport à l'édifice bético-rifain si l'on n'admet pas que celui-ci a constitué un massif nettement individualisé. De plus, si l'on reporte, à partir des limites indiquées par M. GENTIL, la distance de 90 kilomètres qu'il attribue à l'amplitude des charriages subbétiques, on constate que les couches qui occupent présentement la zone des racines devaient se trouver à la hauteur du 36° parallèle. Une opération analogue relative aux charriages sud-rifains, décrits par MM. LUGEON, GENTIL et JOLEAUD, en placerait l'origine aux abords immédiats de ce même 36° parallèle.

Il est bien évident que ces plissements, dont nul ne songe du reste à mettre l'existence en doute, ne sauraient avoir pris naissance sans un déplacement relatif tangentiel de certains éléments de l'écorce sédimentaire. Mais nous ne nous expliquons pas bien pourquoi tout se serait réduit, en somme, au dépouillement d'une pellicule de dépôts sédimentaires, jadis appliquée sur le massif cristallin bético-rifain, ni sous quel effort se serait fait ce dépouillement.

Sans vouloir apporter autre chose sur cette question que des suggestions, nous donnerions nos préférences à l'interprétation suivante :

Avant les plissements néogènes, la Méditerranée occidentale comportait, ainsi qu'il résulte de l'analyse paléogéographique qui précède, les éléments suivants :

1° Un bloc continental à peu près rigide constitué par la Meseta, le bassin aragonais, les Pyrénées, le massif catalano-baléare prolongé vers l'Est jusqu'au massif corso-sarde. L'histoire des transformations géographiques de ces régions nous a en effet montré que la vraie bordure du socle continental réunit à peu près l'angle S.E. de la Meseta à Minorque et au S. de la Sardaigne. Les invasions marines dans la dépression aragonaise ou celles qui ont établi à diverses époques la liaison entre le sillon méditerranéen et le S. de la France ont toujours eu le caractère de mers épicontinentales. La mer burdigalienne, qui s'établit immédiatement avant le déclenchement des phénomènes orogéniques dans la mer baléare actuelle et la relie aux golfes de Montpellier et du Rhône, recouvre largement l'ancien massif, mais on ne peut dire si elle correspond à la rupture de ce bloc ou si elle ne l'a que localement et superficiellement inondé ;

2° Au Sud des domaines méditerranéens, la Meseta marocaine faisant partie du puissant horst de l'Afrique du Nord nous représente une seconde masse, qui a conservé son unité depuis le Primaire et qui n'a été que recouverte sur ses bords, encore mal connus d'ailleurs, par les flots transgressifs, débordant du géosynclinal.

Entre ces deux puissants massifs, existe toute la zone de moindre résistance dans laquelle s'est trouvé cantonné le géosynclinal durant le Secondaire et la majeure partie du Tertiaire inférieur. Cette zone faible est elle-même une partie des régions jadis plissées au Carbonifère. Notre hypothèse confirmerait la pensée de SUSS qui rattachait les montagnes tertiaires dont l'érection a lieu ici, aux Altaïdes posthumes.

Les charriages d'Espagne ou d'Afrique impliquent un mouvement de rapprochement des deux horsts qui limitent le géosynclinal, et tout se passe comme si, selon un mot de MARCEL BERTRAND, « l'Afrique s'était rapprochée de l'Europe ». Mais, si le dispositif initial avait été réduit aux éléments rigides et faibles que nous venons d'énumérer, il serait impossible de comprendre pourquoi les plis et les charriages s'orientent dans des directions centrifuges par rapport à la bande géosynclinale, et pourquoi ils ne se sont pas formés dans cette bande même.

Nous avons vu que le massif bético-rifain a subsisté depuis le Trias comme un petit horst, coincé au milieu de cette zone faible. Il peut avoir été plus ou moins complètement recouvert par les mers à divers moments ; son existence, sous forme d'un massif ancien relativement rigide et surélevé au-dessus du fond des bras de mer qui l'entourent, n'en apparaît pas moins comme très probable. Sa hauteur plus ou moins grande est, en tout cas, si faible par rapport à l'ampleur des mouvements tangentiels en jeu, que ce facteur ne modifie pas sensiblement la valeur de l'obstacle qu'il représente. Or ce massif est accessible à notre observation, au S. de la mer Ibérique de Tetuan à l'E. du Cabo Tres Forcas, et au N. de ce bassin d'Estepona au Cabo de Palos. Mais il se poursuit sous les eaux, et l'existence de galets de granit, et surtout de schistes cristallins, analogues à ceux de la chaîne Bétique, dans les plages méridionales d'Ibiza, semble prouver qu'il s'est étendu au moins jusqu'au méridien de Paris, aux abords immédiats de la côte méridionale des Baléares.

La présence de ce massif inerte (déjà indiquée, mais avec d'autres aboutissants, par les schémas paléogéographiques de M. HAUG) paraît avoir commandé la forme et l'orientation des dislocations néogènes. Celles-ci atteignent le maximum de leur ampleur, dans la partie occidentale du dispositif, où l'importance du massif bético-rifain est la plus grande par rapport à la largeur de la zone plissée. Elles iront s'atténuant vers l'Est en proportion sans doute de la diminution relative de la largeur du massif inerte interposé. C'est lorsque l'on atteindra l'extrémité Est du massif que les plissements subbétiques perdront leur extension et cesseront de chevaucher la bordure du socle continental ibérique, parce que la pression aura été non plus transmise par une

masse interposée, rigide et inerte, mais absorbée par le plissement de la large zone faible séparant le horst africain du massif baléaro-sarde. En d'autres termes, *c'est à la hauteur de l'extrémité Est du massif bético-rifain, intercalé dans le dispositif, que l'extrémité de la chaîne se terminera en « rameau libre ».*

Nous ne saurions dire si les chaînons cristallins compris entre Alger et Bône doivent être tenus pour amenés au jour par le simple plissement de leur couverture, ou bien s'ils représentent une extrême pointe de ce massif. Selon le cas, la présence ou l'absence de charriages importants dans l'Est algérien ou la Tunisie pourrait être mise en rapports avec l'une de ces hypothèses.

Quoi qu'il en soit, si le massif bético-rifain a servi de « coin » inerte entre les horsts mesétain et africain, sa présence suffit à expliquer l'emboutissage des chaînes, selon le tracé que nous leur connaissons. Mais, au lieu de supposer que les charriages qui constituent ces chaînes proviennent de sa couverture sédimentaire, il faut admettre qu'il n'a servi que de simple « butoir ». *A priori*, le géosynclinal subbétique apparaît comme une zone d'affaissement sur le bord septentrional du massif. La démonstration, qui paraît acquise, de l'inexistence de la faille du Guadalquivir [131] nous montre cet affaissement s'effectuant par une inflexion au N. du chenal; il n'est pas certain qu'au contact du massif bético-rifain il n'y ait pas eu au contraire un déplacement vertical¹.

Quoiqu'il paraisse encore posséder moins certainement les caractères d'un vrai géosynclinal, il est probable que le chenal sud-rifain a dû subir une transformation analogue. Lors des phénomènes de striction, le massif bético-rifain, resserré entre les massifs primaires d'Espagne et d'Afrique qui, sous les sédiments des géosynclinaux, arrivaient à son contact et se replissaient en profondeur, a obligé les plis et les nappes qui se formaient dans la masse sédimentaire à se déverser dans des directions centrifuges par rapport à lui. Ces masses, qui occupaient par hypothèse une zone déprimée, ont dû être légèrement chevauchées par les rebords du massif sous lesquels elles tendaient à s'insérer. Le chevauchement des terrains sédimentaires par la bordure du massif cristallin serait demeuré faible et aurait été analogue à celui des Dinarides au S. des Alpes. Il rappellerait aussi, de l'avis de M. KILIAN, le chevauchement du Permien sur la bordure N. des Maures. Ainsi s'expliquerait l'apparence de « traîneau écraseur » que M. GENTIL lui trouve au N. de la Sierra Nevada, et qui s'observera encore sans doute en d'autres points du massif béticorifain.

Il n'est pas question ici d'une disposition « en chamignon ». Le massif bético-rifain mesure encore plus de 270 kilomètres de large et sa longueur, jusqu'à hauteur d'Ibiza, en dépassait 600. Coincé entre deux horsts plus grands que lui et qui se rapprochaient, il n'en est pas moins demeuré un horst nettement individualisé, jouant le rôle d'arrière-pays par rapport aux plis qu'ont fait naître les pressions reçues et transmises par lui.

Cette hypothèse, très imparfaite du reste, ne nous paraît pas contredire les faits acquis et ne s'oppose ni à l'existence des plissements post-sahéliens signalés par M. LUTAUD² dans la zone pré-rifaine du R'arb septentrional, ni à la notion bien connue de l'affaissement du massif bético-rifain, affaissement qui fut accompagné des éruptions pliocènes dont les rives de la mer Ibérique conservent tant de traces.

Par contre, cette conception ne saurait rendre compte de la continuité généralement admise,

¹ Cette faille initiale, limitant le bord méridional du sillon géosynclinal, pourrait peut-être expliquer les éruptions post-liasiques d'Ophites décrites par la Mission d'Andalousie et que l'on rencontre jusque dans la Province d'Alicante.

Ces éruptions liasiques ou de la fin du Lias datent du début de la formation du géosynclinal subbétique. Elles ne doivent pas être confondues avec les éruptions de Basaltes, Diabases et autres roches basiques qui ont eu lieu, au Trias, dans Majorque et Ibiza, comme dans les Provinces de Castellon et de Valence [177]. Ces dernières sont à rapprocher des venues triasiques de Spilites des Alpes françaises.

² LÉON LUTAUD, Observations tectoniques dans la zone pré-rifaine du R'arb (*C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXII pp. 1580, 1666; t. CLXXIII, p. 242, 1921).

mais peut-être encore incomplètement connue, des plis et des nappes en une courbure régulière à travers la passe de Gibraltar, que si l'on supposait que le massif bético-rifain a été animé d'un déplacement relatif E.O., dans le temps même où il était coïncé par les efforts orogéniques¹. Mais ces questions sortent des limites de l'essai d'analyse par lequel nous tentons de raccorder nos observations à celles de nos devanciers.

Il ne nous appartient pas de poursuivre cette étude à travers les temps pliocènes, son objet même — l'île de Majorque — ne comportant aucune trace de leurs formations, et de savants spécialistes s'y attachant pour leur part, avec une compétence à laquelle nous ne saurions prétendre.

XIII

OBSERVATIONS ET RÉSERVES

Les quelques hypothèses que nous avons émises à l'occasion de nos études sur les Baléares ne doivent être tenues que pour de simples suppositions, fournissant le cadre d'une étude méthodique de la Méditerranée occidentale. Elles ne sauraient donc être autre chose que le point de départ de recherches et de discussions futures.

* * *

Nous n'avons pas tiré de conclusion des données lithologiques que nous avons réunies sur chaque terrain, parce qu'elles sont trop peu nombreuses. Il convient toutefois d'observer que les formations sédimentaires des Baléares ne revêtent pas de caractère vraiment profond. Les marnocalcaires du Jurassique contiennent des Radiolaires, non point à la façon des radiolarites, mais associés, comme il est possible pour des organismes planktoniques, à des Foraminifères et surtout à des Céphalopodes, dont la présence exclut l'idée de grands fonds. Les « fausses brèches » tithoniques, tout en se présentant ici sous un aspect rognonneux, non détritique, ne sauraient être attribuées à des faciès profonds. L'apparition très fréquente de ce type lithologique autour du bassin méditerranéen à ce moment est d'ailleurs encore inexpiquée. Peut-être devra-t-on la mettre en corrélation avec la transgression tithonique et avec le fait que l'Oxfordien-Rauracien transgressif dans des conditions analogues sur Ibiza y revêt un faciès similaire.

Les marnes aptiennes et celles du Gault sont les dépôts qui, par leur type et par leur faune, impliquent les conditions de sédimentation les plus bathyales. Or, on a vu que les particularités lithologiques de ces terrains motivent des réserves quant à la profondeur réelle de la mer où ils se sont déposés.

On est donc fondé à supposer que, durant tout le Secondaire, les sédiments actuellement visibles aux Baléares ont pris naissance, au voisinage immédiat au géosynclinal, dans une mer qui ne semble pas avoir été profonde. Ou bien le géosynclinal ne comportait pas de grands fonds, ou bien ceux-ci existaient, mais plus loin, au large, vers le S. ou le S.E.

* * *

Devant l'unité apparente des masses rigides opposées dans ces parages, de part et d'autre de la dépression géosynclinale, devant la permanence relative d'une mer comme la Méditerranée, devant

¹ Un déplacement vers l'Ouest du massif bético-rifain pourrait s'expliquer par l'action d'une composante oblique de la poussée du horst africain vers le Nord. Il rendrait compte de l'effort à peu près nul exercé au S. de Minorque et de la plus grande ampleur des phénomènes tectoniques vers l'Ouest de la chaîne subbétique.

la vaste articulation des horsts et leur faculté de jouer les uns par rapport aux autres, on est tenté d'imaginer une extension des théories de WEGENER et d'en adapter l'application aux masses continentales elles-mêmes.

Cet auteur a introduit la notion du déplacement relatif, en bloc, des masses continentales, en admettant que celles-ci étaient rigides, et que les phénomènes orogéniques n'y constituent que des accidents tout à fait superficiels. Les géosynclinaux ne sont pour lui que des sillons épicontinentaux, alors que des mers comme l'océan Atlantique ou le Pacifique recouvrent de leurs eaux des parties de la lithosphère qui n'ont jamais été mises à jour.

Mais ces masses continentales sont à leur tour formées par une mosaïque de horsts assemblés, et l'on est en droit de se demander dans quelle mesure le jeu de l'un d'eux demeure possible par rapport aux autres. S'il est fréquent que les zones faibles qui les séparent correspondent à des géosynclinaux, il peut en être autrement : le caractère si spécial des Pyrénées, celui que l'on soupçonne dans la chaîne ibérique, par exemple, viennent peut-être du fait qu'elles ont pris naissance dans une zone affaiblie, mais non franchement géosynclinale.

Le terme *rigide* appliqué aux masses continentales ou aux horsts ne doit d'ailleurs pas être pris, ici, dans un sens absolu.

M. ROYO GOMEZ a découvert [173] dans la Sierra d'Altomira, c'est-à-dire aux confins de la Meseta ibérique et du bassin tertiaire qui la borde à l'Est, des plissements dont l'étude sera sans doute féconde. Certains de ces plissements sont anté-miocènes, — M. ROYO GOMEZ les rattache aux mouvements alpins, mais pour notre part nous les croirions plutôt d'âge pyrénéen — les autres, orientés N.S., seraient postérieurs au dépôt des couches à *Hipparion gracile*.

On ne saurait dire si ces derniers doivent être mis en relation avec les mouvements post-sahéliens signalés par M. LUTAUD dans le R'arb marocain; mais, quel que soit leur âge précis, ils montrent que, bien que se présentant comme pratiquement rigides par rapport aux zones faibles qui les séparent et selon lesquelles naîtront les grandes chaînes de montagnes, certains horsts actuels n'ont pas perdu la possibilité de se plisser.

Comment les plissements ont-ils lieu ici suivant une direction oblique à la fois aux directions des chaînes hercynienne, pyrénéenne et bétique? Sous quel effort se sont-ils produits? Nous ne voyons pas actuellement la possibilité de les rattacher aux unités structurales que nous connaissons, et leurs causes demeurent mystérieuses.

* * *

Nulle conclusion très générale n'est permise lorsqu'elle n'a pour base, comme le présent travail, que l'étude d'une région aussi réduite. On est néanmoins frappé de la lenteur extrême (au sens géologique du mot) des modifications qui affectent ici les masses continentales. Sous un va-et-vient relativement rapide des transgressions et des régressions, qui ne modifie que tout au plus les contours extérieurs de ces masses, nous constatons, depuis le Trias jusqu'à la fin du Tertiaire, la persistance probable du bloc continental, formé par la Meseta et le massif corso-sarde, et l'unité du bloc nord-africain. La zone faible du géosynclinal s'individualise au Lias inférieur; elle persiste presque encore de nos jours dans sa position ancienne, par rapport aux deux horsts ou à leurs débris.

Les déplacements relatifs des pièces de notre mosaïque se produisent au Tertiaire, et la disjonction relative qui les suit amène leur rupture marquée par les grands affaissements récents de la mer sarde et de la fosse tyrrhénienne — affaissements qui, les premiers depuis le Primaire, modifient profondément ces blocs continentaux. Il semble bien difficile de voir dans ces déplacements assez désordonnés le fait de la contraction du globe, et les conceptions de WEGENER pourraient bien être ici d'application plus féconde pour l'orientation des recherches nouvelles.

* * *

Ce gros livre n'est que la paraphrase de quatre vers.

Répétant, du temps de Catherine de Médicis, ce que les philosophes antiques avaient déjà enseigné, Ronsard n'exposait-il pas toute la doctrine de la géologie, lorsque, pleurant le saccage de la forêt de Gastines, il évoquait l'incessante transformation du monde?...

De Tempé la vallée un jour sera montagne,
Et la cyme d'Athos une large campagne.
Neptune quelquefois de blé sera couvert
La matière demeure et la forme se perd.

En achevant cet ouvrage, l'auteur se fait un devoir d'adresser ses remerciements à ceux qui lui ont prêté leur concours scientifique ou matériel pendant son impression :

En Espagne : à M. LE D^r FAURA Y SANS, directeur du Service géologique de la Catalogne, qui a bien voulu lui confier de riches matériaux paléontologiques recueillis dans la province de Tarragone; à M. BARTOLOMÉ DARDER PERICAS, professeur à l'Institut général et technique de Tarragone, qui lui a fourni de nombreuses indications inédites sur la géologie de la région d'Arta.

En Algérie : à M. M. DALLONI, collaborateur au Service de la Carte géologique d'Algérie, et à M. DÔUMERGUE, professeur honoraire au Lycée d'Oran, qui lui ont aimablement donné de précieux renseignements.

Enfin, il doit une mention spéciale à l'IMPRIMERIE A. REY, de Lyon, bien connue en matière de publications scientifiques, qui a réalisé le tour de force d'imprimer ce livre dans des délais exceptionnellement courts.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	1
I. AVANT-PROPOS.	1
II. HISTORIQUE	5
Cartes topographiques	8
Cartes géologiques	9
III. LISTE BIBLIOGRAPHIQUE.	10
PREMIÈRE PARTIE. — ESQUISSE OROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DES ILES BALÉARES	17
DEUXIÈME PARTIE. — ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DE LA SIERRA DE MAJORQUE ET DE SES RELATIONS AVEC LES RÉGIONS ET ÎLES AVOISINANTES.	27
CHAPITRE PREMIER. — <i>Terrains triasiques</i>	27
1° Historique. Divisions. Répartition	27
2° Le Trias de la Sierra de Majorque	30
A. Série I	30
B. Série II	33
C. Série III	37
D. Roches éruptives	39
E. Age et origine des gypses	41
3° Le Trias dans le reste de l'île de Majorque	41
A. Région de Felanitx	42
B. Massif de Randa	43
C. Massif d'Artà	43
D. Coordinations	45
4° Le Trias d'Ibiza et de Minorque	45
A. Ibiza	45
B. Minorque.	47
5° Les faciès du Trias en divers points des côtes de la Méditerranée occidentale	48
6° Hypothèses relatives à la paléogéographie du Trias dans le bassin de la Méditerranée occidentale	49
CHAPITRE II. — <i>Terrains jurassiques</i>	51
I. Historique. Divisions. Répartition	51
II. Le Lias.	53
1° Historique et répartition	53
2° Le Lias de la Sierra de Majorque	53
a) Série I	53
b) Série II	56
c) Série III.	61

3° Le Lias des autres parties de l'île de Majorque	63
a) Régions de Randa et de Felanitx	63
b) Région d'Artà	63
c) Centre de l'île	64
d) Île de Cabrera	64
e) Coordinations	65
4° Le Lias du reste de l'archipel	65
a) Ibiza	65
b) Minorque	65
5° Caractères lithologiques des roches du Lias de Majorque	66
6° Liste des fossiles recueillis dans le Lias des îles Baléares	67
7° Les faciès du Lias sur le pourtour de la Méditerranée occidentale	70
8° Hypothèses relatives à la paléogéographie du Lias dans le bassin de la Méditerranée occidentale	72
III. Jurassique moyen	74
1° Répartition et historique	74
2° Le Jurassique moyen dans l'île de Majorque	75
a) Sierra de Majorque	75
b) Jurassique moyen du Massif d'Artà	79
c) Massif de Randa	80
d) Région de Petra	80
e) Coordinations	80
f) Caractères lithologiques du Jurassique moyen de Majorque	81
3° Le Jurassique moyen dans le reste de l'archipel	81
4° Liste des fossiles du Jurassique moyen des Baléares	82
5° Les affleurements de Jurassique moyen sur le pourtour de la Méditerranée occidentale	86
6° Hypothèses relatives à la paléogéographie du Jurassique moyen dans la Méditerranée occidentale	87
IV. Le Jurassique supérieur	88
A. Le Jurassique supérieur (Tithonique exclus)	88
1° Majorque	88
2° Ibiza	91
3° Liste des fossiles oxfordiens et rauraciens recueillis dans les îles Baléares	93
B. La transgression tithonique	94
1° Le Tithonique de la Sierra de Majorque	94
a) Série I	94
b) Série II	94
c) Série III	97
2° Le Tithonique dans le reste de l'île de Majorque	98
a) Massif de Santueri	98
b) Massif d'Artà	98
c) Massif de Randa	98
d) Cabrera	98
e) Caractères lithologiques du Tithonique de Majorque	99
f) Coordinations. Le Jurassique supérieur à Majorque	99
3° Le Tithonique de l'île d'Ibiza	100
4° Liste générale des fossiles du Tithonique des îles de Majorque et d'Ibiza	102
C. Répartition du Jurassique supérieur sur le pourtour de la Méditerranée occidentale	108
D. Hypothèses relatives à la paléogéographie du Jurassique supérieur dans le bassin de la Méditerranée occidentale	110

CHAPITRE III. — <i>Terrains crétacés</i>	112
I. Historique. Divisions. Répartition	112
II. Le Néocomien de Majorque	113
1° Néocomien de la Sierra de Majorque	113
a) Série I	113
b) Série II	113
c) Série III.	116
2° Le Néocomien du reste de l'île de Majorque.	118
a) Région de Felanitx	118
b) Région de Randa-Porreras	118
c) Massif d'Artá	118
3° Liste d'ensemble des formes composant la faune du Néocomien de Majorque	119
III. L'Aptien et l'Albien de Majorque	122
1° Sierra principale.	122
2° L'Aptien et l'Albien du reste de l'île de Majorque	124
IV. Le Crétacé supérieur de l'île de Majorque	127
V. Coordinations. Le Crétacé de Majorque	127
VI. Le Crétacé de l'île d'Ibiza.	128
1° Faciès bathyal	128
2° Le Crétacé à faciès zoogène	135
3° Coordination des observations concernant le Crétacé d'Ibiza	140
VII. Les terrains crétacés de l'île de Minorque	142
VIII. Caractères lithologiques des terrains crétacés des îles Baléares	143
IX. Les faciès et l'extension du Crétacé inférieur et moyen sur le pourtour de la Méditerranée occidentale.	143
X. Hypothèses relatives à la paléogéographie du Crétacé inférieur et moyen dans le bassin occidental de la Méditerranée	145
CHAPITRE IV. — <i>Terrains nummulitiques</i>	147
I. Divisions des terrains tertiaires. Historique. Répartition du Nummulitique	147
II. L'Eocène dans l'archipel Baléare	149
III. L'Oligocène inférieur et moyen, à faciès lacustre	149
1° Lignites de Binisalem et de Selva	149
2° Lignites de la mine Josefina	154
3° Lignites de Sineu	155
4° Couches à lignites de Santa-Maria	156
5° Calcaires lacustres de la région Antio-S'Arracó.	156
6° Couches lacustres de Santa-Ponza	156
7° Traces incertaines de calcaires lacustres oligocènes	157
IV. L'Oligocène moyen et supérieur à faciès marin	157
1° Sierra de Majorque	157
2° Région de Randa	162
3° Région d'Artá	162
4° Caractères lithologiques des principales roches du Nummulitique de Majorque	162
V. Coordinations. Les Baléares à l'époque nummulitique.	163
VI. Principaux affleurements du Nummulitique sur le pourtour de la Méditerranée occidentale	163
VII. Hypothèses relatives à la paléogéographie du Nummulitique dans le bassin de la Méditerranée occidentale.	165
CHAPITRE V. — <i>Terrains néogènes</i>	167
I. Historique. Répartition Divisions	167
II. Le Néogène de la Sierra de Majorque	168
A. Série I	168

B. Néogène à faciès septentrional des Séries II et III	174
C. Les assises les plus anciennes du Néogène septentrional	174
D. Les caractères lithologiques, les faciès et la répartition du Néogène septentrional	175
III. Le Néogène de la plaine médiane et du revers méridional de la Sierra de Majorque.	177
IV. Le Néogène de l'île d'Ibiza	181
a) Le Miocène inférieur	181
b) Vindobonien de Portinatx	182
V. Le Néogène de l'île de Minorque.	183
VI. Principaux affleurements de Néogène des côtes de la Méditerranée occidentale	184
VII. Données actuelles sur la paléogéographie du Miocène dans le bassin de la Méditerranée occidentale	186
CHAPITRE VI. — <i>Pliocène et Quaternaire</i>	188
I. Historique. Répartition	188
II. Les dépôts pliocènes et quaternaires de l'île de Majorque.	188
A. Sierra principale	188
B. Le Marès du reste de l'île de Majorque.	189
C. Les dépôts d'alluvions. Alluvions de Campanet, alluvions anciennes, alluvions récentes. Travertins et brèches de pentes	190
III. Les dépôts pliocènes et quaternaires de l'île d'Ibiza	191
A. Les principaux dépôts de Marès	192
B. Alluvions	193
C. Captures	193
IV. Le Pliocène et le Quaternaire de l'île de Minorque	194
V. Les problèmes qui se posent quant à l'histoire des Baléares au cours des temps pliocènes et quaternaires.	194
TROISIÈME PARTIE. — ETUDE GÉOLOGIQUE DE LA SIERRA DE MAJORQUE	195
CHAPITRE VII. — <i>Coupe de la Chaîne de Palma à Estallenchs</i>	196
1. Coup d'œil d'ensemble sur la zone étudiée	196
2. La Série II aux abords d'Establiments	197
3. La Série II entre Sarria et le P. Ram Miocène de Son Llabrés. Fenêtres de S. Vergé et S. Malferit.	198
4. La lame de Cana Lluïsa.	199
5. La Série II au S.E. de Puigpuñent. Pied du P. Cans	200
6. Le ravin du Torrent de Riera entre Son Cans et Son Serralta. La fenêtre de Son Cotoner. Le problème des lignites de S. Cotoner et de S. Serralta	201
7. Le Néogène dans les fenêtres de Can Ferra et S. Cotoner.	203
8. La fenêtre de Puigpuñent et ses abords	204
9. Le « Pont » d'Es Grau - Sa Campaneta	205
10. Les abords de S. Balaguer	206
11. La vallée de S. Vich.	207
12. De Puigpuñent au Col d'Estallenchs. Rectification d'une erreur commise par nous sur l'âge des formations triasiques de la Série II	208
13. Le Massif Puntals-Planicié, d'Estallenchs à S'Arbosa. Son Serralta de Adalt. La lame de Cana Lluïsa aux abords de la Finca de Puntals et du Mirador de Can Rafal	210
14. Le pied du P. Planicié de S'Arbosa à Sa Mosquera. La flexure transversale de la Série I et le relèvement du Miocène vers le kilomètre 20 de la route royale	212
CHAPITRE VIII. — <i>La Série I du Puerto de Canonge à Can Cerda</i>	215
1. Le vallon de Son Valenti	215
2. Le vallon de Son Buñola	216

3. La dépression de Bañalbufar jusqu'à la Punta Vergé	216
4. La côte entre la dépression de Bañalbufar et la dépression d'Estallenchs	216
5. Estallenchs	218
6. La Série I d'Estallenchs à sa disparition au pied d'Es Grao	218
CHAPITRE IX. — <i>Le Massif du Puig Galatzó et du Puig Esclop</i>	219
1. Puig Galatzó	219
2. Les masses calcaires séparant le Puig Esclop du Puig Galatzó	219
3. Pli couché de Galatzó	220
4. Le ravin de la Font de Sas Sinis	222
5. Le flanc Est du P. Esclop	222
6. Les abords d'Es Grao	223
7. Le versant O. du P. Esclop S'Auqueriola Sas Planas	225
8. Remarques et réserves	226
9. P. Evangelica. Substratum du Massif Galatzó-Esclop-Planas	226
CHAPITRE X. — <i>La Série II de Galilea à Valldurgent, et à Paguera</i>	228
1. La bordure occidentale de la fenêtre de Puigpuñent	228
2. Galilea	230
3. Barranco de San Martí	231
4. Mola de Son Cotoner	231
5. Les lambeaux de Bajocien, Néocomien et Nummulitique des abords de Son Font	232
6. La vallée de Valldurgent	233
7. Région comprise entre Calvia et la mer	234
8. Alentours de Santa Ponza	235
CHAPITRE XI. — <i>La Sierra Burguesa</i>	237
1. Esquisse d'ensemble	237
2. La ligne de chevauchement d'Établissements à Son Cans	237
3. Les abords du col de Valldurgent	238
4. Partie inférieure de la vallée de Valldurgent	238
5. Extrémité S.E. de la Sierra Burguesa	240
6. La région de San Muntaner	242
7. Région de Genova	243
8. Bendinat	244
9. La Sierra Burguesa du Puig Gros au Puig Zaragoza	246
CHAPITRE XII. — <i>La région d'Andraitx</i>	248
1. La région de Son Fortuny	248
2. Serreta de Cala Blanca	250
3. Le col d'Andraitx	251
4. La Sierra de Garrafa	253
5. Puig Crua	255
6. La dépression de S'Auqueria et la vallée de Sa Coma Calenta	258
7. Les montagnes entre Andraitx et S'Evangelica	260
8. Montagnes de la région des Puigs Seguí et Bultó	260
9. Montagnes entre le Puerto de Andraitx et San Telmo	264
10. Le vallon de San Telmo et la dépression de S'Arracó	268
11. Puig Perchota, Sa Trapa. Ile de Dragonera	272
12. Essai de récapitulation des principaux accidents et des problèmes qui restent à résoudre	275
CHAPITRE XIII. — <i>Les montagnes comprises entre la route de Palma à Esporlas et celle de Palma à Valldemosa</i>	278
1. Le Massif de Canet et le col de la route de Palma à Esporlas-Estallenchs	278

2. Les abords d'Esporlas	279
3. La Série I du Port de Canonge au Puerto de Valldemosa.	283
4. Le Massif de Boxos et Valldemosa	286
CHAPITRE XIV. — <i>Les montagnes entre Valldemosa et Solter</i>	289
I. Le massif compris entre le Teix et la route de Solter et celle de Valldemosa.	290
1. La bordure de la plaine d'alluvions	290
2. Les abords de la Montaña	292
3. Le pli couché des trois pitons	292
4. Le Teix	296
5. Du Teix à Valldemosa.	297
II. La Série I entre Valldemosa et Solter	299
6. Abords de Miramar.	299
7. Les abords de Son Marroig et de Deya	300
III. Le coin du socle du Teix entre Valldemosa et Solter	302
8. Vue d'ensemble	302
9. Le Massif Pouet-Veya	303
10. Le versant des montagnés entre la Série I et les parois du Teix dans la région de Deya	304
11. Le calcaire jurassique du pied du Puig Galera.	306
12. Les coupes de la paroi du socle du Teix	308
13. Le col de Solter.	310
IV. Appendice.	311
14. La Muleta	311
15. Essai d'interprétation	313
CHAPITRE XV. — <i>Les écaillés inférieures de la chaîne entre Solter et le Torrent de Pareys</i>	316
1. Définition des unités.	316
2. La Série inférieure aux abords de Solter	317
3. La bande de Moncarre	322
4. Le Massif Moncarre - Sa Costera - Calobra.	323
5. L'Ecaillé de Sa Comuna.	324
6. Le Puig Mayor	327
I. Le sommet du Puig Mayor	327
II. Le pied N.E. du Puig Mayor	328
III. Le Nord du Puig Mayor	330
7. La Série Moncarre-Calobra jusqu'à la Fabrica de Electricidad et Escorca.	331
CHAPITRE XVI. — <i>La Sierra Alfabia et le synclinal d'Aumallutx</i>	333
1. Coup d'œil d'ensemble	333
2. La partie S.O. de la Sierra Alfabia	333
3. Extrémité N.E. de la Sierra Alfabia.	337
4. La cote 850 et le col de Comasema	338
5. Le Plâ de l'Ofre	340
6. Le témoin de Puig l'Ofre	341
7. Le synclinal de Cuba vers Cuba et Aumallutx	343
8. La vallée de Son Torella	345
9. La bordure de la Série II de Gorj Blau à Lluch	345
10. Massif du Puig Massanella.	348
CHAPITRE XVII. — <i>La Série II à l'orient de la Sierra Alfabia</i>	352
1. Région de Buñola.	352
2. Les abords de l'Alqueria Blanca et de l'Alfabia	355
3. La vallée d'Orient	357

4. La coupe de Comasema à Sollerich	358
5. La vallée de Son Bernardas	359
6. La bande tithonique de Casas Novas.	361
7. Le synclinal de Sollerich. — Comasema	362
8. Les imbrications entre Aumedra et la route de Lluch	363
CHAPITRE XVIII. — <i>La Série III entre Alaró et Selva</i>	366
1. Vue d'ensemble	366
2. Les chevauchements dans les montagnes d'Alaró.	366
3. Le Puig de S'Oncadenâ (ou Son Cadenâ)	369
4. Contradictions.	371
5. Les montagnes entre la vallée de Lloseta et Moncor; P. de Sastorell et P. Suro.	371
6. Le problème de l'enracinement du témoin de Sastorell.	374
7. Les formations crétacées et tertiaires de la région de Binisalem-Selva.	375
8. Inca. — Selva. — Campanet	377
9. Le P. S ^a Magdalena	380
CHAPITRE XIX. — <i>De Lluch au Castell del Rey et au Cabo de Formentor.</i>	382
1. Les montagnes du nord de la chaîne entre Lluch et le Castell del Rey.	382
2. Le Plà de Eubarca	382
3. Le Puig Roig	384
4. Massif du Puig Caragolé	387
5. La Montaya-Mortitx	389
6. De Mortitx à Pedrusella	391
7. Ariant-Ternellas	392
8. Ternellas.	392
9. Le Cabo Formentor	395
10. Essai d'interprétation	398
CHAPITRE XX. — <i>Les montagnes comprises entre Pollensa et la route d'Inca à Lluch.</i>	400
1. Vue d'ensemble	400
2. Région comprise entre le P. Tomir et le Coll des Guix.	400
3. Coupe à l'Est du P. Tomir.	401
4. La Mola et la coupe de Can Llobera.	402
5. Le massif du P. Axartell	404
6. La bande de la Coma entre Mina Petit et la route royale de Lluch.	406
7. Le Massif de la Plana	408
8. Sud de Pollensa	409
9. La dépression de San Miguel - Casellas - Torrent den Can Roig - Massif de Son Antoni.	410
10. Bord méridional du Massif de Son Antoni.	412
11. La terminaison du Massif de Son Antoni entre la route de Pollensa et celle d'Alcudia	413
12. Essai d'interprétation.	414
13. Le Massif du P. Fé et de San Luis	415
14. Les montagnes d'Alcudia	417
15. Les relations du Massif de Fé-Alcudia avec le reste de la chaîne.	419

QUATRIÈME PARTIE. — ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE QUELQUES POINTS PARTICULIERS DE L'ARCHIPEL BALÉAIRE 421

CHAPITRE XXI. — <i>Les massifs montagneux du centre et du S.E. de Majorque</i>	421
1. Le Massif de Randa	421
2. Les montagnes de la région de Felanitx.	423
3. La région d'Artà	424

CHAPITRE XXII. — <i>Esquisse des grands traits de la géologie de l'île d'Ibiza et de celle de Minorque.</i>	430
1. Ile d'Ibiza. — Vue d'ensemble	430
2. L'écaille d'Ibiza	431
3. La Série Sirer-Rey	434
4. La Série d'Eubarca	435
5. L'extrémité occidentale de l'île entre le Cabo Llentrisca et San Antonio.	435
6. Conclusions	436
7. Observations sur la géologie de l'île de Minorque	437
 CINQUIÈME PARTIE. — CONCLUSIONS	 441
 CHAPITRE XXIII. — <i>Résumé des principales observations relatives aux îles de Majorque et d'Ibiza.</i>	 441
Sierra de Majorque	441
Sierra de Levante.	443
 CHAPITRE XXIV. — <i>Introduction à l'étude de la Méditerranée occidentale.</i>	 444
I. Le cadre de massifs hercyniens sur lequel a dû se modeler la géographie triasique.	445
II. La disposition particulière des terres émergées et des mers profondes durant les temps triasiques	446
III. Le Lias. — Ebauche de la géographie de l'ère secondaire dans la Méditerranée occidentale.	448
IV. Le Jurassique moyen et supérieur. — L'évolution de la répartition des terres et des mers.	450
V. La mer Néocomienne et l'extension du faciès wealdien dans la dépression aragonaise	452
VI. La fin du Crétacé inférieur. — Apparition du faciès urgonien.	454
VII. Le Crétacé moyen, l'émersion des Baléares, le prélude du renversement du débouché du golfe aragonais	454
VIII. Fin de la période crétacée.	455
IX. Les transformations de la Méditerranée occidentale au cours de la période nummulitique	456
X. De quelques régions où l'on observe des phénomènes orogéniques anté-oligocènes	457
XI. La transgression néogène dans la Méditerranée occidentale.	458
XII. Les phénomènes orogéniques néogènes dans la Méditerranée occidentale.	458
XIII. Observations et réserves	463

PROFILS ET COUPES

EXPLICATION DES PLANCHES

Nous avons joint à cet ouvrage deux séries de planches. La première comporte huit planches numérotées de I à VIII, reproduisant par quelques vues phototypiques les aspects les plus caractéristiques de la Sierra de Majorque. Chaque photographie est accompagnée d'une indication sommaire imprimée sur sa page de garde.

La seconde série de planches est constituée par une suite de coupes (planches 1 à 9) et par la réunion, sur la planche 10, de douze schémas paléogéographiques montrant l'évolution des rapports des terres et des mers, aux alentours des îles Baléares, du Trias au Burdigalien.

Les soixante-trois coupes qui constituent les planches 1 à 8 ont été établies selon des plans verticaux, rigoureusement parallèles, transversaux par rapport à la Sierra de Majorque, et dont les traces sont perpendiculaires à une ligne définie par les points $x = 5^{\circ}90' + 6.000$; $y = 44^{\circ} + 00$ et $x = 7^{\circ}40' + 00$; $y = 44^{\circ}30' + 9.500$.

C'est cette droite que nous avons désignée sous le nom de droite d'alignement des coupes, et dont l'intersection avec le niveau 0 de chaque coupe est indiquée sur nos planches sous la rubrique « repère d'alignement des coupes ».

Ces repères ont été maintenus sur une même verticale, vu que les accidents tectoniques de la chaîne sont assez exactement alignés pour que leur succession et leurs transformations apparaissent sans qu'il soit besoin de recourir à des artifices de dessin.

La planche 8 seule, composée de coupes faites à travers les promontoires de Formentor et d'Alcudia, ne comporte pas l'indication de cette ligne de repères qui passe ici très au large des côtes.

La planche 9 donne une série de coupes à travers les écaïlles de l'île d'Ibiza. En attendant de nouvelles observations, elle fixe une interprétation temporaire de la structure de cette île.

Dans toutes les planches relatives à la Sierra de Majorque, on a utilisé les mêmes signes conventionnels qui sont aussi, en général, ceux employés dans le texte.

Les coupes des planches ont été établies par juxtaposition de coupes de détail relevées sur le terrain à des profils d'ensemble établis d'après la carte géologique au 1/50.000^e, publiée par l'auteur en même temps que le présent mémoire. Le texte de l'ouvrage indique la partie de ces profils qui est encore hypothétique. Bien qu'établis aussi rigoureusement que possible à l'échelle du 1/25.000^e, ils comportent — comme toute ébauche — une large part d'interprétation et, sans doute, d'erreurs. Ils fixent une base d'appréciation des dislocations, mais leur utilisation pour des applications telles que tunnels, sondages, etc., devrait, le cas échéant, être précédée d'une série de revisions de détail, que l'ampleur du sujet traité nous a interdit d'entreprendre.

La planche 10 ne représente qu'une première ébauche de coordination des faits mentionnés dans cet ouvrage avec les observations des géologues qui ont étudié le reste de l'Espagne méridionale et l'Afrique du Nord.

Dans ces reconstitutions et dans les parties du texte qui en traitent, nous avons utilisé, pour le S.E. de l'Espagne, les travaux de MALLADA, ALMERA, CORTAZAR Y PATO, LUCAS FERNANDEZ NAVARRO, JIMENEZ DE CISNEROS, DARDER, GOMEZ LLUECA, ROYO GOMEZ, FAURA Y SANS, BATALER,

VILASECA, JUAN GABALA, CESAR RUBIO, BOSCA, ÇARANDELL, etc..., ainsi que ceux de KILIAN, BERTRAND, DEPÉRET, ROBERT DOUVILLÉ, DEREIMS, LARRAZET, DALLONI, GENTIL, NICKLÈS, etc. Les formations miocènes du bassin de l'Ebre, en partie lacustres, n'ont pas été indiquées, faute de documents précis à leur sujet.

En ce qui concerne les autres régions, nous nous sommes inspiré du *Traité de Géologie* de M. HAUG, des travaux de FLAMAND, BLAYAC, JOLEAUD, DARESTE DE LA CHAVANNE, DALLONI, GENTIL, ABRARD, DENINGER, MAURY, etc. La *Carte géologique du Maroc*¹ est parue après le commencement du tirage de nos schémas. Nous n'avons pu en tenir compte que pour y porter de rares rectifications. Cette partie de nos schémas — qui n'est du reste donnée que comme cadre du domaine étudié par nous — ne doit donc être admise que sous réserves.

On a tenté de distinguer les régions émergées, les bassins où la mer n'a pas réalisé une sédimentation continue (teinte gris clair) et les zones où la continuité des formations marines témoigne de la présence ininterrompue de la mer durant de longues périodes (teinte gris-sombre). A ces données ont été superposées, lorsque cela fut possible, quelques indications relatives aux conditions locales de sédimentation.

Bien que SUESS ait rejeté ce terme, nous avons affecté, moyennant les réserves faites p. 449, le nom de géosynclinal aux régions marines caractérisées par une sédimentation de longue durée. Le tracé, que nous donnons de ce sillon sur la région qui nous occupe, est très hypothétique quant à ses limites. Notre but est simplement de réunir en un même tableau les raisons qui nous font admettre son passage en ligne directe de la zone subbétique vers le N. de la Tunisie et la Sicile et de montrer sa stabilité relative durant de longues périodes.

Dans toutes les reconstitutions paléogéographiques, on tend à représenter les géosynclinaux — et quelquefois les autres mers — sous forme de chenaux étroits, continus et contournés. Les cartes des mers actuelles ne montrent guère de sillons allongés et étroits, — hormis les fosses accompagnant certaines guirlandes d'îles, — mais, au contraire, des dépressions irrégulières, larges, disposées sans ordre apparent.

Au point de vue de la topographie sous-marine aussi bien qu'au point de vue géologique, il faudra sans doute tenir la notion de géosynclinal, telle qu'elle est communément conçue à l'heure actuelle, comme une fiction commode, mais très éloignée de la réalité.

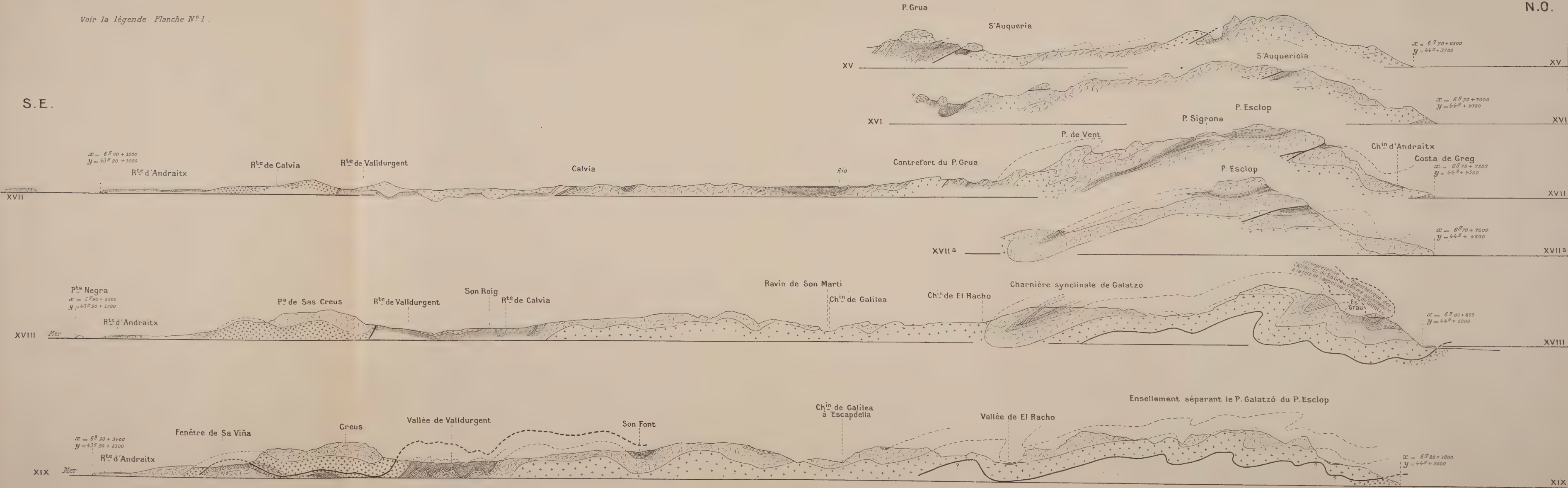
¹ LOUIS GENTIL, *Carte géologique provisoire du Maroc*, à l'échelle de 1/1 500.000^e. Paris, Larose, 1922.

Echelle de $\frac{1}{25.000}$

Voir la légende Planche N° 1.

S.E.

N.O.

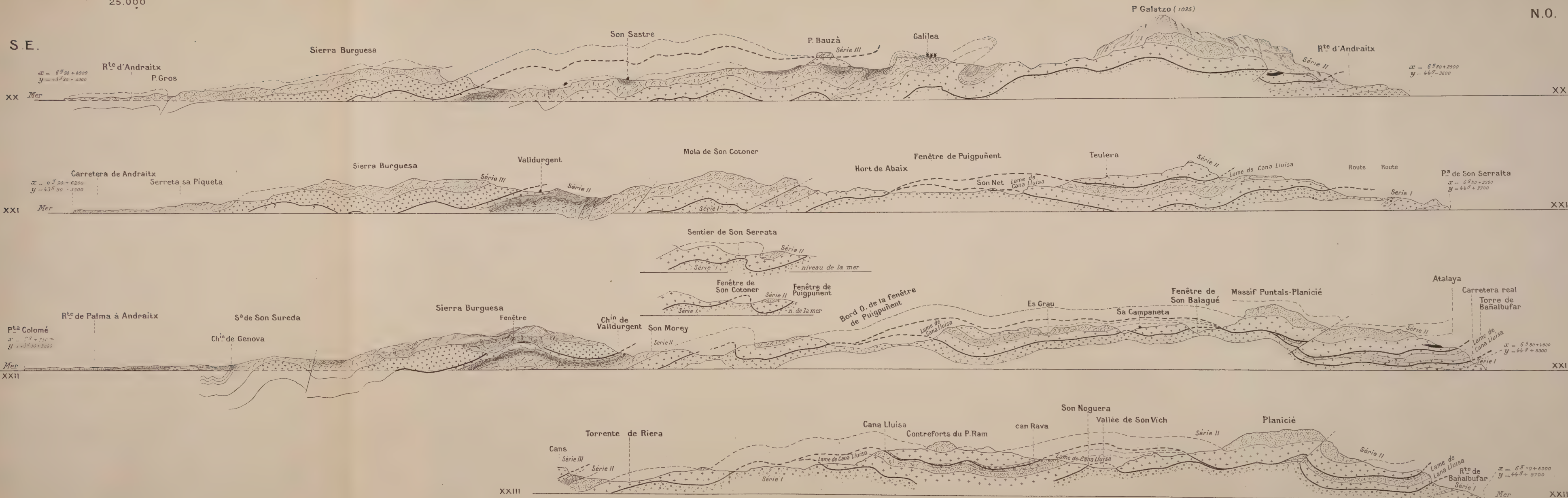


Repères d'alignement des Coupes

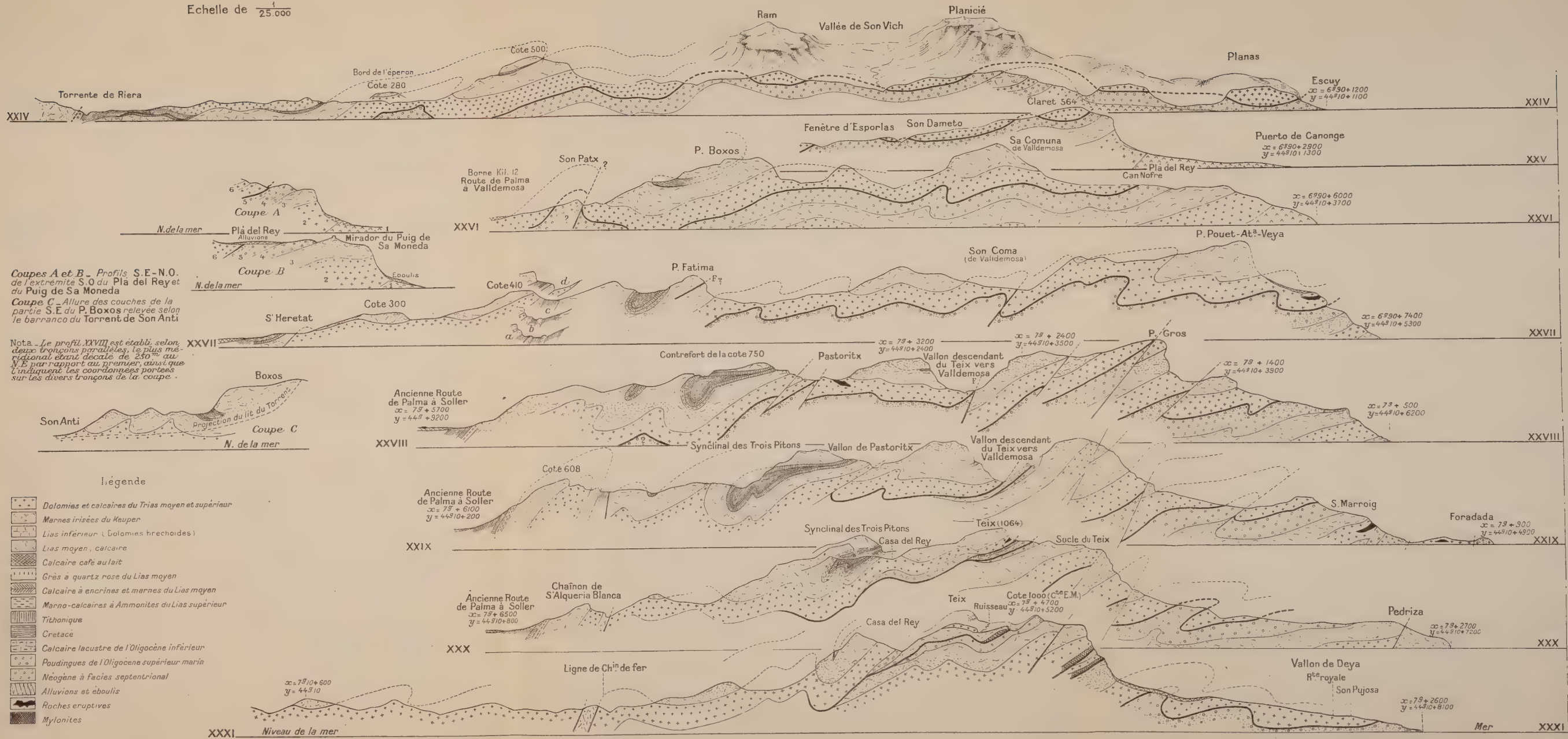
Echelle de $\frac{1}{25.000}$

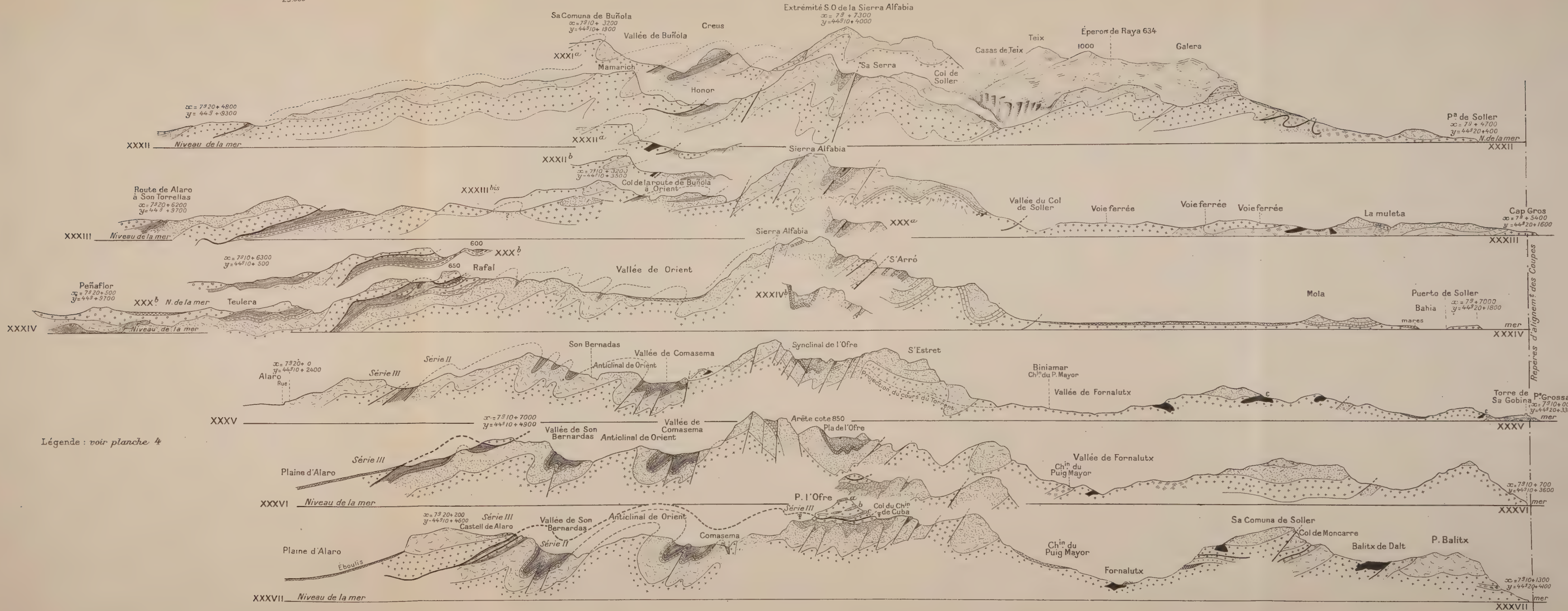
Voir la légende Planche N°1.

S.E.



Echelle de $\frac{1}{25.000}$





Légende : voir planche 4

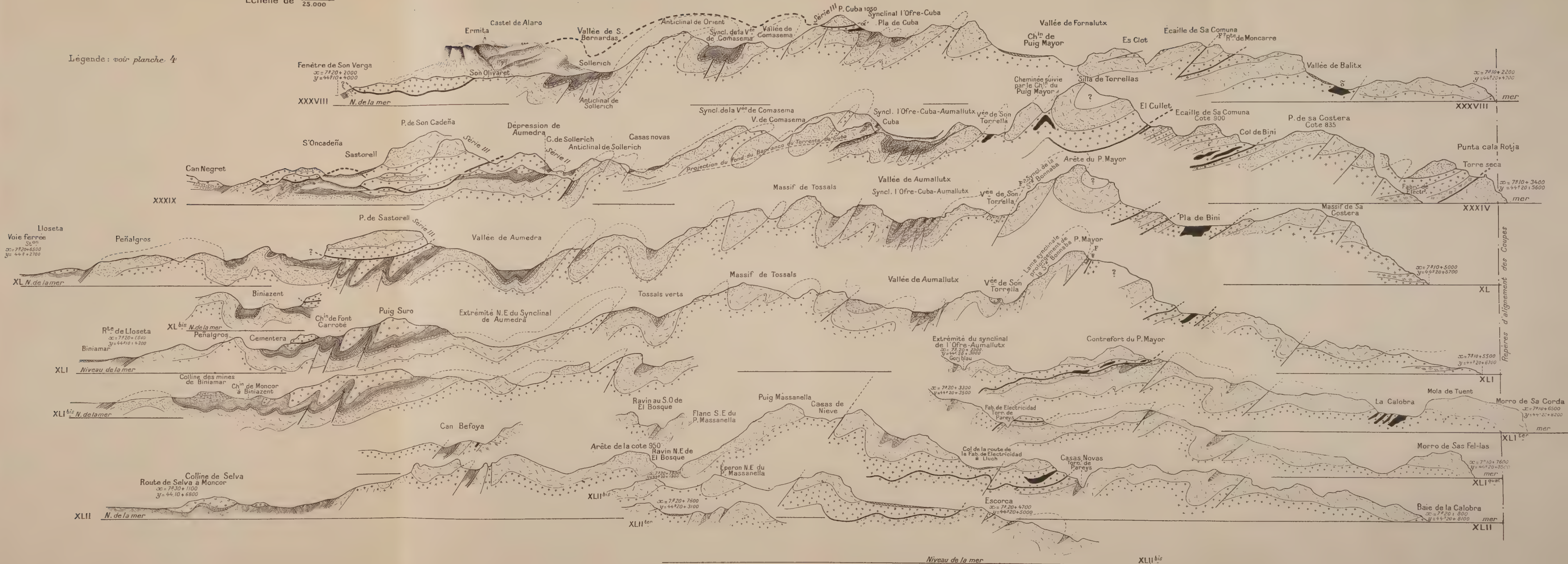
Planche N°6

Echelle de $\frac{1}{25.000}$

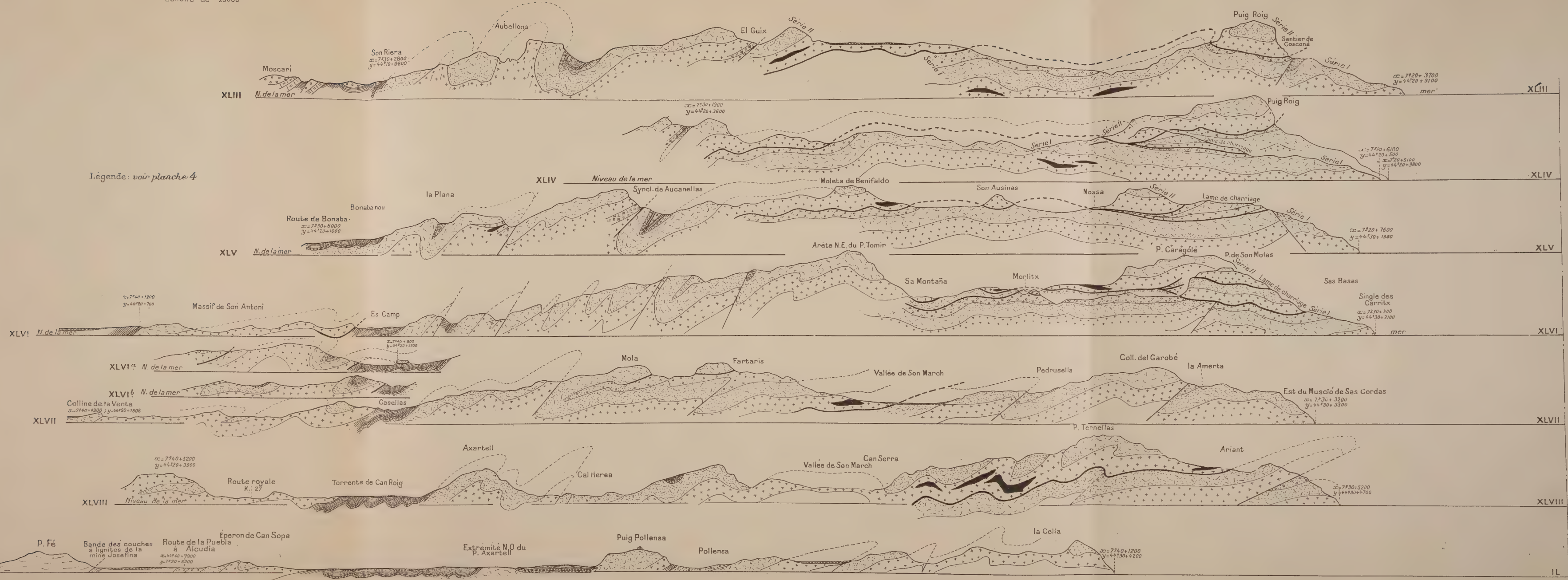
COUPES EN SÉRIE A TRAVERS LA SIERRA DE MAJORQUE

Profils XXXVIII à XLII du Puig Balitx à La Calobra

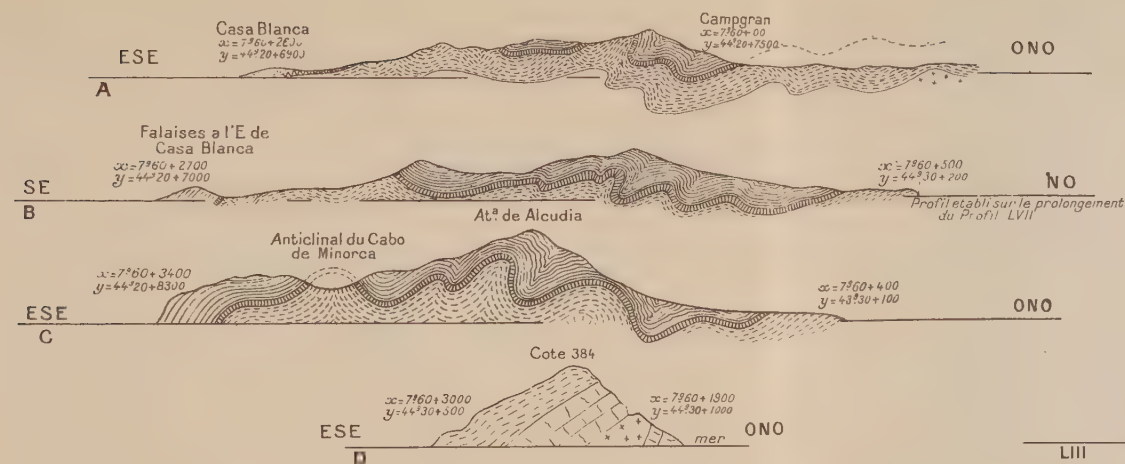
Légende : voir planche 4



Légende: voir planche 4

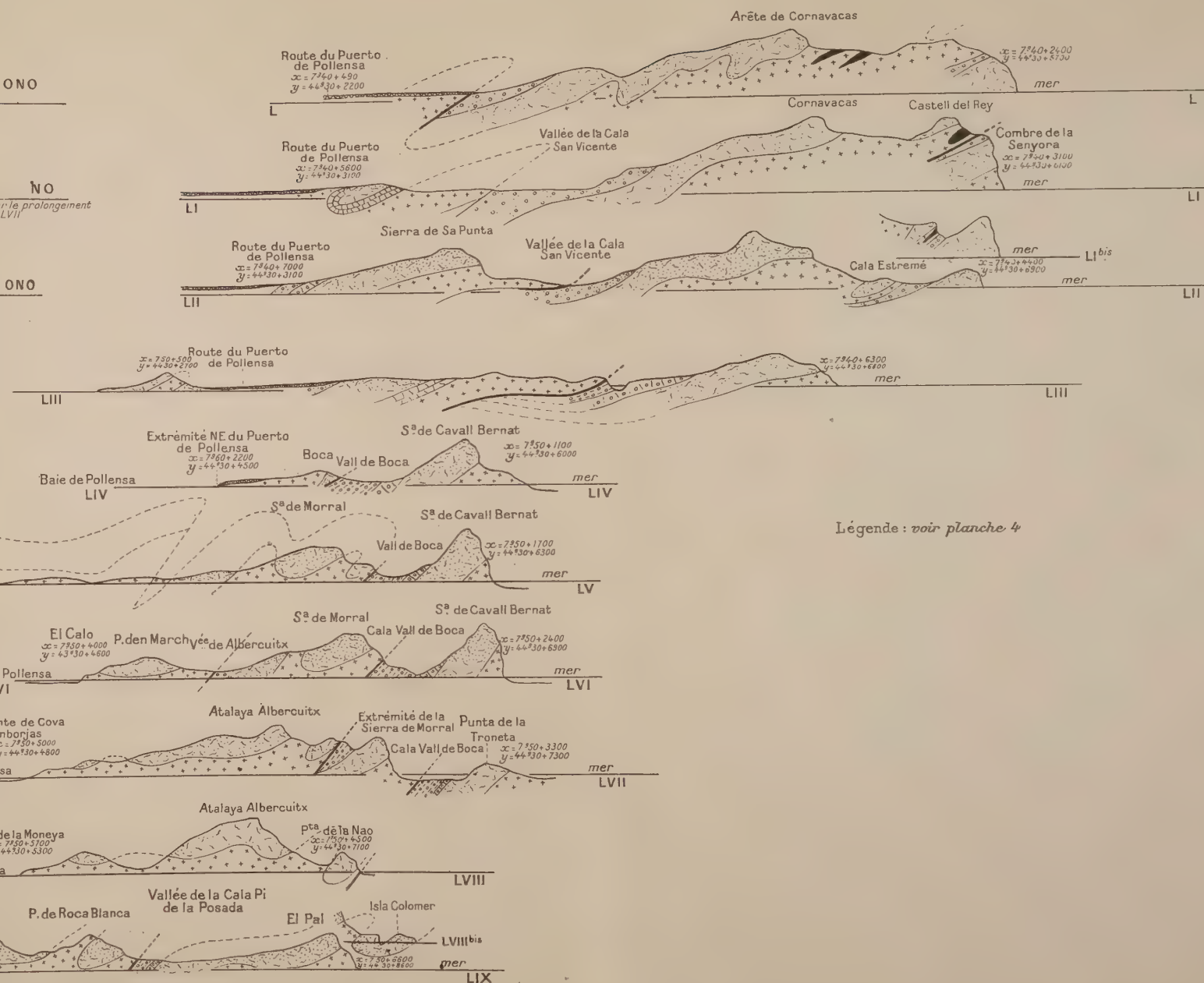
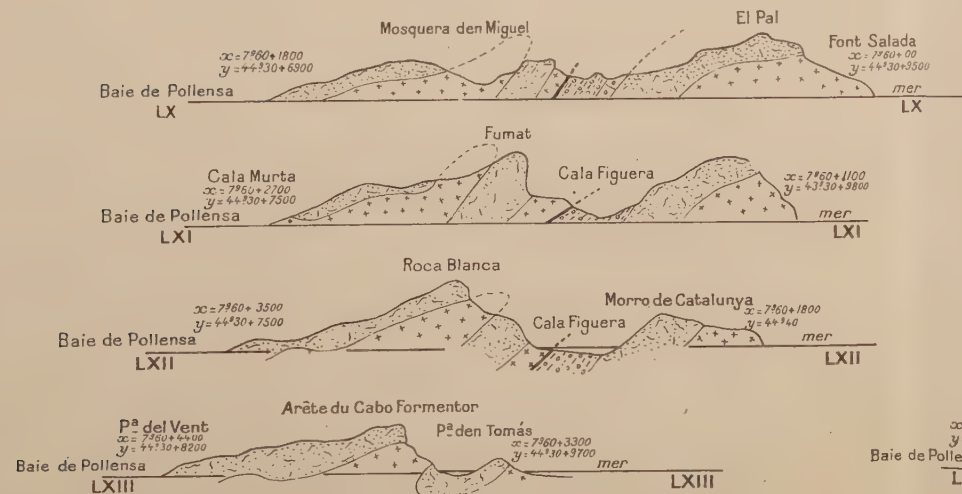


Profils géologiques à travers la presqu'île d'Alcudia

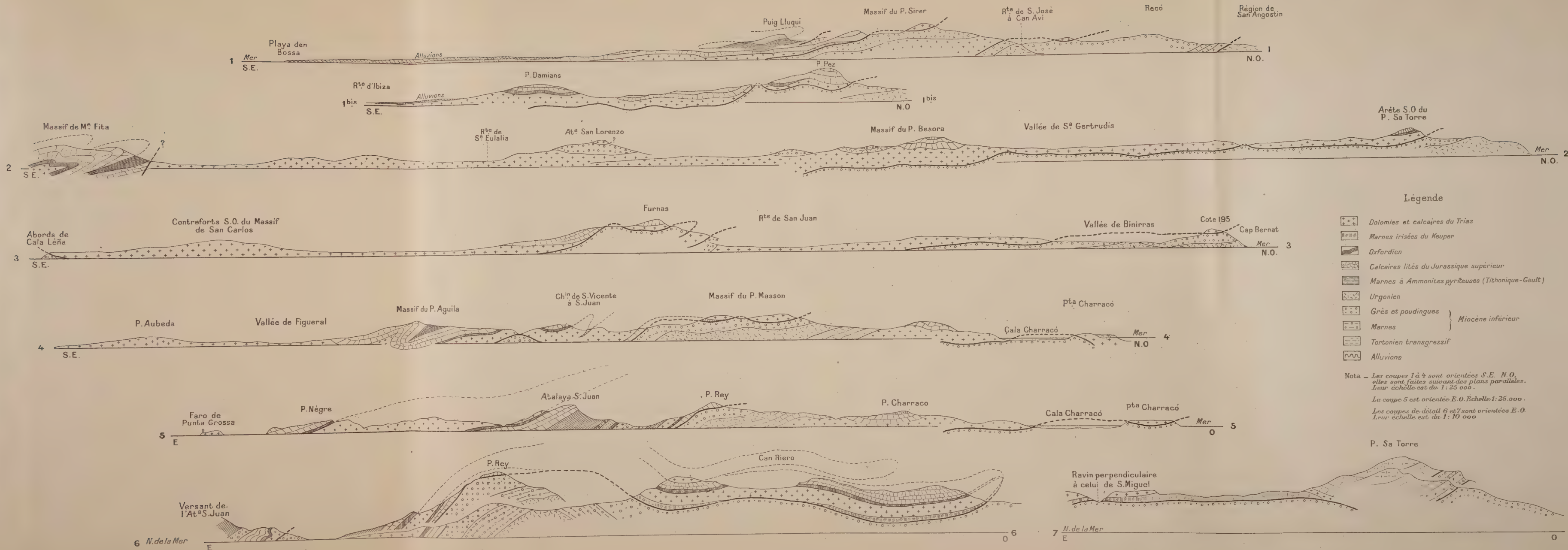


Nota: Étant donné l'allure particulière des accidents géologiques de ce promontoire, les profils A.C.D. ont été établis suivant des directions parallèles, très obliques par rapport à celle de toutes les autres coupes d'ensemble. Le profil B a par contre été tracé selon la direction commune à toutes les coupes et sur le prolongement du profil LVII.

Suite des profils géologiques transversaux par rapport au Cabo Formentor



Légende : voir planche 4



Légende

- Dolomies et calcaires du Trias
- Marnes irisées du Keuper
- Oxfordien
- Calcaires lités du Jurassique supérieur
- Marnes à Ammonites pyriteuses (Tithonique-Gault)
- Urgonien
- Grès et poudingues
- Marnes
- Tortonien transgressif
- Alluvions

Nota - Les coupes 1 à 4 sont orientées S.E. N.O., elles sont faites suivant des plans parallèles. Leur échelle est de 1:25 000.

La coupe 5 est orientée E.O. Échelle 1:25.000.

Les coupes de détail 6 et 7 sont orientées E.O. Leur échelle est de 1:10 000.

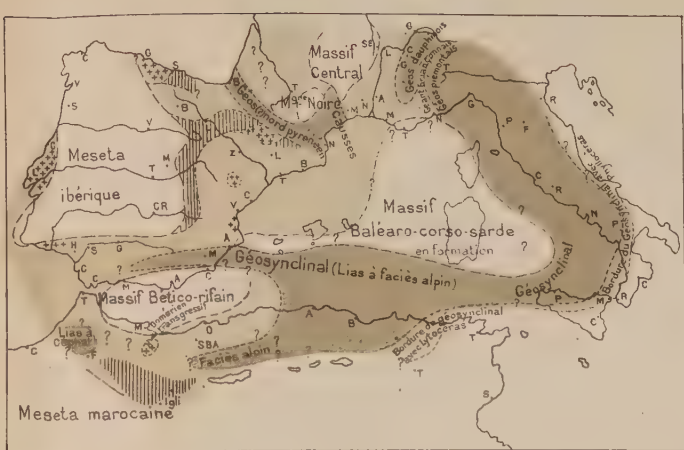
SCHEMA DES PRINCIPAUX TRAITES DE LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU S.E. DE L'ESPAGNE ET DES RÉGIONS AVOISINANTES
DU TRIAS AU BURDIGALIEN

TRIAS



Faciès alpin Faciès germanique

LIAS



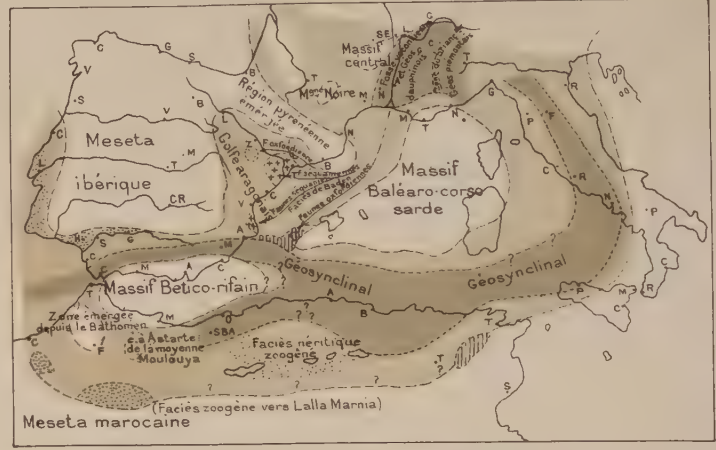
Lias néritique, calcaires avec épisodes à Brachiopodes, etc. Ammonites banales.
Lias bathyal. Géosynclinal alpin et ses dépendances. Faciès à Ammonites lisses et souvent Brachiopodes spéciaux.
Lias en partie dolomitique.
Lias incomplet, transgressions et regressions.

JURASSIQUE MOYEN



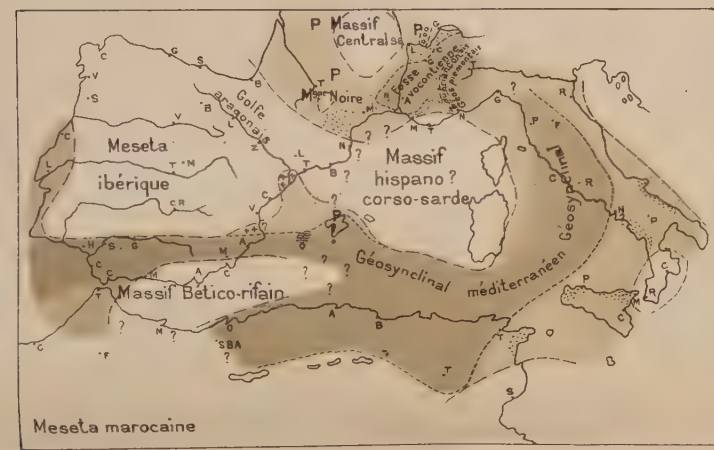
Jurassique moyen calcaire ou marneux à Brachiopodes, Ammonites banales, etc.
Jurassique moyen à faciès bathyal. Géosynclinal alpin et ses dépendances.
Jurassique moyen en partie dolomitique.
Jurassique moyen néritique.
Bajocien transgressif.
Faciès saumâtre ou lagunaire.

JURASSIQUE SUPÉRIEUR
(TITHONIQUE EXCLU)



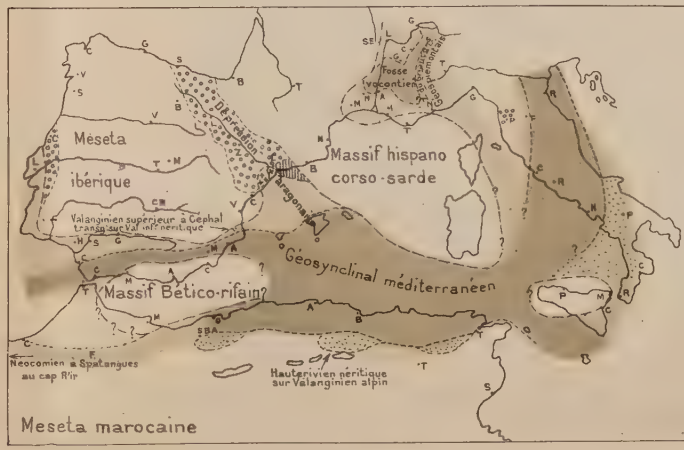
Jurassique supérieur non géosynclinal.
Jurassique supérieur bathyal géosynclinal alpin et ses dépendances.
Jurassique supérieur en partie dolomitique.
Jurassique supérieur en partie néritique.
Oxfordien transgressif.
Jurassique supérieur lacustre.

TITHONIQUE



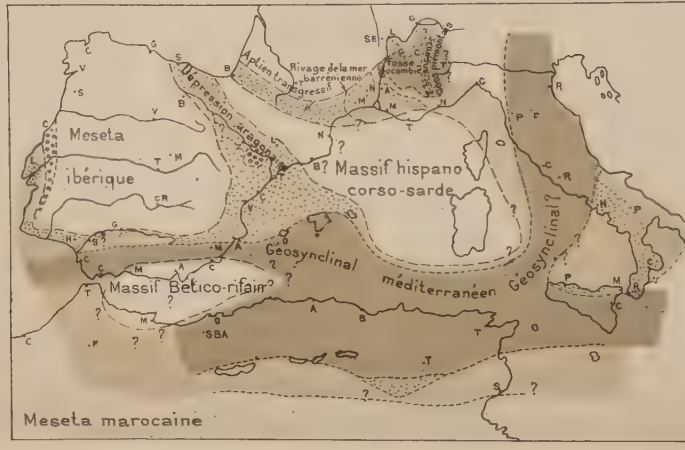
Formations néritiques et calcaires portlandiens.
Formations bathyales (?) du Géosynclinal. Faciès andalou.
Faciès marneux à Ammonites pyrénéennes.
Faciès zoogène méditerranéen.
Faciès dolomitique.
P Pachyceras.

NÉOCOMIEN



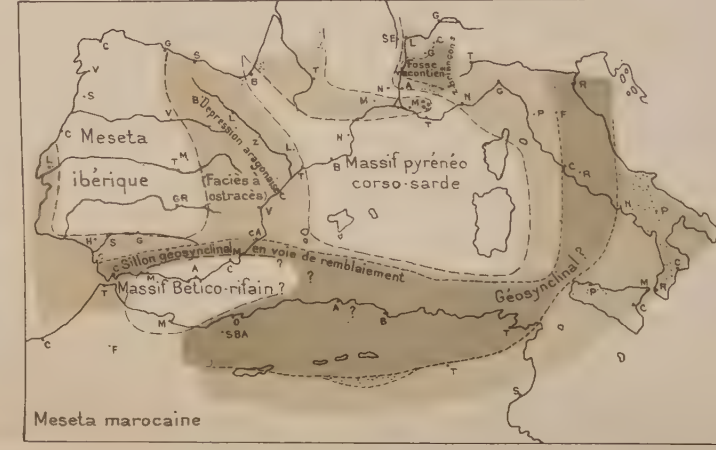
Néocomien néritique marin.
Néocomien bathyal (Faciès méditerranéen).
Faciès dolomitique.
Faciès néritique.
Néocomien néritique transgressif sur Valanginien lacustre.
Faciès Wealdien.

BARRÉMO-APTIEN



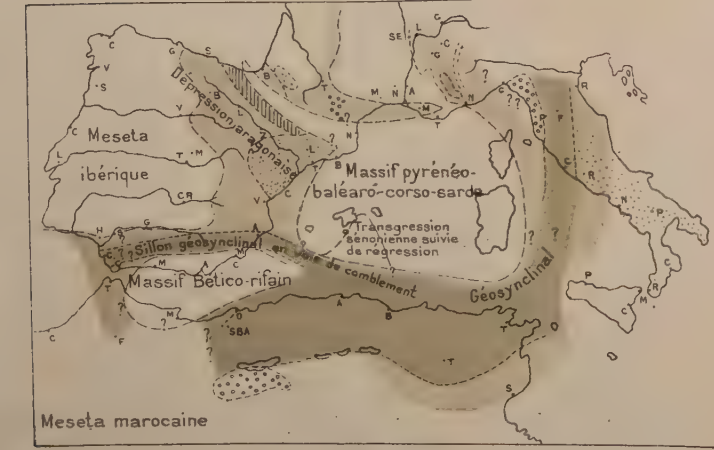
Faciès néritique non zoogène.
Faciès bathyal du géosynclinal méditerranéen et de ses dépendances.
Faciès néritique non zoogène.
Faciès zoogène (urgonien).
Faciès saumâtre ou lagunaire.

CÉNOMANIEN



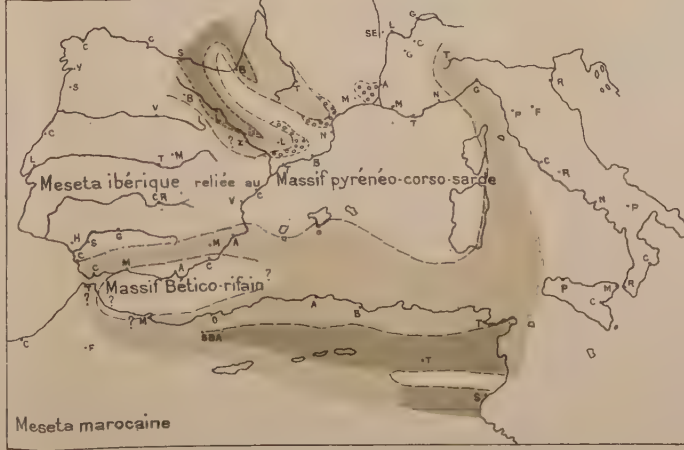
Faciès néritique.
Faciès à Rudistes et Orbitolines.
Faciès à Céphalopodes. Géosynclinal méditerranéen et ses dépendances.
Formations lagunaires.

MAESTRICHTIEN



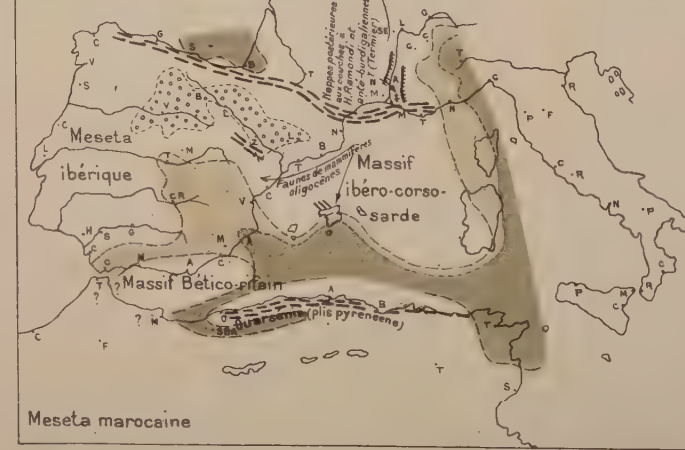
Faciès néritique.
Faciès profond. Géosynclinal et ses dépendances.
Faciès zoogène.
Maestrichtien transgressif.
Faciès lacustre et lagunaire.

LUTETIEN



Lutétien marin concordant sur une série continue depuis le Crétacé.
Lutétien marin transgressif sur des terrains anté-éocènes.
Faciès lacustre et saumâtre.

OLIGOCÈNE



Oligocène marin concordant sur l'Eocène.
Oligocène marin transgressif (Faciès à Nummulites et Lepidocyclines).
Faciès lacustre.
Trace des plissements anté-oligocènes (pyrénéens).

BURDIGALIEN



Merburdigalienne.
Plissements alpins en cours de formation au Burdigalien.
Plissements anté-oligocènes.

PRINCIPAUX ERRATA

Au lieu de :

- P. 48, 4° LES FACIÈS DU TRIAS
P. 52, note, l. 4, le Bajocien, le Bathonien et le Callovien ..
P. 69, n° 46, **Rinchonella**
P. 83, n° 25, **Toxoceras**
P. 83, n° 26, **Hamites**
P. 85, n° 34, **Cadomites mutabilis**
P. 107, n° 91, *Die ch. Smit Aspidoceras...*
P. 131, l. 9, *semicalaliculatus*
P. 132, l. 8, *Parahoplites Deshayezi*
P. 137, l. 23, *Heteraster oblongus*
P. 139, l. 24, *Plicatula planunea*

Lire :

- 5° LES FACIÈS etc.
le Bajocien, le Bathonien, le Callovien et l'Oxfordien
Rhynchonella
Patoceras
Patoceras
Cadomites mutabilis
Die Sch. mit Aspidoceras...
semicanaliculatus
Parahoplites Deshayesi
Heteraster oblongus
Plicatula placunea
-

SECONDE THÈSE

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

ZOOLOGIE. — *Cycle évolutif des Foraminifères*

BOTANIQUE. — *Les Plastes de la Cellule.*

Vu et approuvé :

Paris, le 5 avril 1922,

LE DOYEN DE LA FACULTÉ DES SCIENCES,

M. MOLLIARD.

Vu et permis d'imprimer :

LE RECTEUR DE L'ACADÉMIE DE PARIS,

P. APPELL.

Lyon. — Imprimerie A. Rey, 4, rue Gentil. — 84721
